

'N ONTLEDING VAN DIE HIDROLOGIESE EKSPERIMENTE
IN DIE CATHEDRAL PEAK OPVANGGEBIEDE

deur
JAN MICHAEL BOSCH

SKRIPSIE INGELEWER VIR DIE GRAAD

M.Sc. (BOSBOU)



AAN DIE FAKULTEIT VAN BOSBOU
UNIVERSITEIT VAN STELLENBOSCH

NOVEMBER 1980

INHOUD

BLADSY

BEDANKINGS	i
OPGAWE VAN FIGURE	ii
OPGAWE VAN TABELLE	vi
HOOFSTUK 1: INLEIDING	1
HOOFSTUK 2: BESKRYWING VAN DIE NAVORSINGSGEBIED	3
2.1 Ligging en Topografie	3
2.2 Klimaat	4
2.2.1 Straling en sonskyn	4
2.2.2 Temperatuur	6
2.2.3 Voggehalte van die atmosfeer	10
2.2.4 Wind	18
2.3 Neiging in klimaatelemente	19
HOOFSTUK 3: DATAINSAMELING EN -VERWERKING	22
3.1 Reënval	22
3.2 Stroomvloei	23
3.3 Weerkundige data	25
HOOFSTUK 4: BESKRYWING VAN DIE EKSPERIMENTELE OPVANGGEBIEDE	26
4.1 Plantbedekking en behandeling	26
4.2 Geologie	30
4.3 Grond	37
4.4 Oppervlakte	37
4.5 Topografiese eienskappe	40
4.6 Die veranderlike bronarea	44
4.7 Duurtekromme	49

4.8	Responsiefaktore	50
4.9	Opsomming	58
HOOFSTUK 5:	DIE WATERKRINGLOOP	59
5.1	Neerslag	60
5.1.1	Reënval	60
5.1.1.1	Reënvalmeting	60
5.1.1.2	Normaliteit en homogeniteit	61
5.1.1.3	Opvanggebiedneerslag	66
5.1.1.4	Maksimum daaglikse reënval	70
5.1.1.5	Daaglikse verspreiding van reënval	74
5.1.1.6	Korttermyn veranderlikheid van reënval	74
5.1.1.7	Die invloed van plantegroei op reënvalmeting	77
5.1.2	Misonderskepping	82
5.1.3	Dou	84
5.2	Dampverlies	85
5.3	Onderskeppingsverlies	92
5.4	Grondvogkomponent	99
5.5	Stroomvloei	106
5.5.1	Statistiese beskrywing	107
5.5.1.1	Algemeen	107
5.5.1.2	Waarskynlikheidsverdeling	109
5.5.1.3	Homogeniteit	124
5.5.2	Die invloed van behandeling op stroomvloei	125

5.5.2.1	Nie-parametriese toetsing	126
5.5.2.2	Regressie en korrelasie	135
5.5.2.3	Bespreking van resultate	157
HOOFSTUK 6:	SIMULERING VAN DIE WATERKRINGLOOP	161
6.1	Waterbalansmodelle	161
6.2	Modelbouing	169
6.2.1	Struktuur	169
6.2.2	Modelparameters	169
6.2.3	Objektiewe funksie	172
6.2.4	Model seleksie	174
6.2.5	'n Model toegepas op die Cathedral Peak opvanggebiede	176
6.2.5.1	Struktuur en werking van die model	176
6.2.5.2	Toetsing	188
VERWYSINGS		204

BEDANKINGS

Hierdie projek is gebaseer op resultate van die bewarings-bosbounavorsingsprogram van die Departement Waterwese, Bosbou en Omgewingsbewing en uitgevoer met die goedkeuring en finansiële ondersteuning van die Direktoraat van Bosbou en Omgewingsbewing; my dank aan die Departement.

Die volgende persone word hartlik bedank vir hulle bydrae in die uitvoering van die projek:

Professore A van Laar en DGM Donald as promotor en medepromotor onderskeidelik; mnr FJ Kruger vir die nasien van die skripsie; mnr Frank Rogers en mev Kathy Nixon vir waardevolle bydraes in datavoorbereiding, -analises en voorbereiding van die resultate; die veldpersoneel - veral mnr Chris Coetser - vir die getroue en akkurate insameling van data; mev P West vir goeie tikwerk.

OPGAWE VAN FIGURE

<u>No.</u>	<u>Onderwerp</u>	<u>Bladsy</u>
2.1	Ligging van die Cathedral Peak navorsingsgebied	2
2.2	Deasy kaart van die "Little 'Berg'" stasie	8
2.3	Maandelikse versadigingsdampdruk by die "Little 'Berg'" stasie	9
2.4	Kumulatiewe maandelikse reënval uitgedruk as 'n persentasie van totale jaarlikse reënval	9
2.5	Vyfjaar lopende gemiddeldes van gemiddelde daaglikse temperatuur by die "Little 'Berg'" weerstasie	15
2.6	Vyfjaar lopende gemiddeldes van absolute minimum temperatuur - "Little 'Berg'" weerstasie	16
2.7	Vyfjaar lopende gemiddeldes van absolute maksimum temperatuur - "Little 'Berg'" weerstasie	17
2.8	Vyfjaar lopende gemiddelde van maandelikse reënval volgens die A.D. reënmeter - "Little 'Berg'" weerstasie	20
3.1	Die reënmeternetwerk van die Cathedral Peak Opvanggebiede	21
4.1	Aspekverspreiding oor die Cathedral Peak opvanggebiede	42
4.2	Gemiddelde daaglikse stroomvloei en vertraagde vloei van die Cathedral Peak opvanggebiede	46

<u>No.</u>	<u>Onderwerp</u>	<u>Bladsy</u>
4.3	Duurtekromme vir die periode 1949 tot 1978 van twee Cathedral Peak opvanggebiede	48
4.4	Responsiefaktore van Cathedral Peak opvanggebiede	53
4.5	Afwykinge vanaf die regressie wat die responsiefaktor van Opv. II uitdruk in terme van die responsiefaktor van Opv. III	54
4.6	Afwykinge vanaf die regressie wat die responsiefaktor van Opv. II uitdruk in terme van die responsiefaktor van Opv. IV	55
5.1	Werklike frekwensieverdeling en normale verdeling van reënval by meter IV BR, Cathedral Peak	62
5.2	Die waarskynlikheid van reënval van meer as 'n sekere maksimum hoeveelheid per dag in die Cathedral Peak opvanggebiede	71
5.3	Daaglikse reënvalverspreiding in die Cathedral Peak opvanggebiede	73
5.4	Verskille in maandelikse reënval totale van aangrensende reënmeters in die Cathedral Peak opvanggebiede	75
5.5	Posisie van reënmeter II BR, Cathedral Peak	76
5.6	Posisie van reënmeter, III BR, Cathedral Peak	76
5.7	Posisie van reënmeter VII BR, Cathedral Peak	78
5.8	Posisie van reënmeter IX BR, Cathedral Peak	78

<u>No.</u>	<u>Onderwerp</u>	<u>Bladsy</u>
5.9	'n Vergelyking van neerslag gemeet in 'n mis- onderskepper en standaard reënmeter by die Cathedral Peak weerstasie	83
5.10	Maandelikse gemiddelde stroomvloei van die Cathedral Peak opvanggebiede	10
5.11	Rekenkundige gemiddelde en mediaan van maan- delikse stroomvloei in Cathedral Peak op- vanggebiede	117
5.12	Variasiekoëffisiënt van maandelikse stroom- vloei en reënval in die Cathedral Peak opvang- gebiede	118
5.13	z-Waardes van Wald-Wolfowitz toets toegepas op maandelikse stroomvloei van Cathedral Peak opvanggebiede	131
5.14	Opv. II: Afwykings vanaf die verwagte maan- delikse stroomvloei relatief tot Opv. IV	138
5.15	Opv. III: Afwykings vanaf die verwagte maan- delikse stroomvloei relatief tot Opv. IV	139
5.16	Opv. VI: Afwykings vanaf die verwagte maande- likse stroomvloei relatief tot Opv. IV	140
5.17	Tydreeks van jaarlikse stroomvloei van be- bosde Opv. II verstel teen gemiddelde stroom- vloei van Opv. IV (grasveld)	149
5.18	Tydreeks van jaarlikse reënval in Opv. II verstel teen gemiddelde reënval in Opv. IV	150

<u>No.</u>	<u>Onderwerp</u>	<u>Bladsy</u>
5.19	Tydreeks van jaarlikse reënval en stroomvloei van grasveld Opv. VI verstel teen Opv. IV	151
5.20	Tydreeks van jaarlikse droë-periode stroomvloei van Opv. II verstel teen Opv. IV	152
5.21	Tydreeks van jaarlikse droë-periode stroomvloei van Opve. VI & IX verstel teen Opve. IV & X respektiewelik	153
6.1	Modelstruktuur	
6.2	Vloeidiagram van die werking van die model	
6.3	Teoretiese dampverliestempo	
6.4	Gemiddelde maandelikse potensiële dampverlies vir Opv. IV en S-pan verdamping by die Weerstasie	

OPGAWE VAN TABELLE

<u>No.</u>	<u>Beskrywing</u>	<u>Bladsy</u>
2.1	Gemiddelde maandelikse temperatuur by die "Little 'Berg'" weerstasie, Cathedral Peak vir die periode 1949 tot 1978.	5
2.2	Aantal reëndae per maand volgens die A.D. reënmeter by die "Little 'Berg'" weerstasie vir die periode 1949 tot 1978.	11
2.3	Gemiddelde maandelikse reënval volgens A.D. reënmeter by die "Little 'Berg'" weerstasie, Cathedral Peak, vir die periode 1949 tot 1978	12
2.4	Maandelikse windloop (km) by die "Little 'Berg'" weerstasie, Cathedral Peak, vir die periode 1964 tot 1978	14
3.1	Daaglikse stroomvloeï (m^3) van Opv. IV volgens twee verskillende metodes van ontleding vergelyk deur middel van 'n t-toets oor 'n periode van een jaar	24
4.1	Opsomming van die behandelings van die Cathedral Peak Opvanggebiede	28
4.2	Totale oplosbare soute (mg/l) in watermonsters, benaderd bereken uit spesifieke elektriese geleidingsvermoë	34
4.3	Topografiese kenmerke van die Cathedral Peak opvanggebiede	36

<u>No.</u>	<u>Beskrywing</u>	<u>Bladsy</u>
4.4	Stroomvloei as 'n persentasie van reënval vir periodes van enersse plantbedekking	38
4.5	Responsiefaktor vir Cathedral Peak opvanggebiede	51
5.1	Shapiro-Wilk toetsing vir normaliteit in maandelikse en jaarlikse totale reënval soos gemeet deur meter IV BR	64
5.2	Uiteensetting van reënvalstasies en vergelykbare ander stasies waarvan die gemiddelde gebruik is in dubbel-massakurwe	65
5.3	r-Waardes van 'n lopies-toets toegepas op maandelikse totale reënval by meter IV BR	67
5.4	Variansieanalise om totale jaarlikse reënval van verskillende meters in elke Opvanggebied, Cathedral Peak, te vergelyk	68
5.5	Gemiddelde jaarlikse opvanggebiedreënval te Cathedral Peak	69
5.6	r-Waardes vir die lopies-toets toegepas op jaarlikse totale reënval, Cathedral Peak	79
5.7	Mann-Whitney toets vir neigings in reënvalrekord van sommige meters in die Cathedral Peak opvanggebiede	81
5.8	Totale jaarlikse dampverlies van sommige Cathedral Peak opvanggebiede bereken volgens die waterbalansmetode	88

<u>No.</u>	<u>Beskrywing</u>	<u>Bladsy</u>
5.9	Maatstawwe van posisie vir maandelikse stroomvloeiverdelings oor die volle periode van rekord soos vroeër aangedui	112
5.10	Maatstawwe van verspreiding vir maandelikse stroomvloeiverdelings	113
5.11	Maatstaf van asimmetrie vir maandelikse stroomvloeiverdelings oor die volle periode van rekord	114
5.12	Maatstaf van kurtose vir maandelikse stroomvloeiverdelings oor die volle periode van rekord	115
5.13	Die Shapiro-Wilk toetstatistiek soos toegepas op stroomvloei van Opv. IV vir die periode 1949 tot 1978	116
5.14	Toetsing van homogeniteit van maandelikse stroomvloei totale deur middel van die lopies-toets	123
5.15	Vergelyking van totale jaarlikse stroomvloei van verskillende periodes in 'n opvanggebied relatief tot grasveldkontroles met behulp van die Wald-Wolfowitz r en z -waardes.	128
5.16	r -Wardes van Wald-Wolfowitz-toets toegepas op verskillende periodes van maandelikse stroomvloei totale	129

<u>No.</u>	<u>Beskrywing</u>	<u>Bladsy</u>
5.17.	Gemiddelde afwykings in maandelikse totale stroomvloei (mm) oor die periodes 1959/60 tot 1977/78 vir Opv. II en 1967/68 tot 1976/1977 vir Opv. III	141
5.18	Regressieparameters van maandelikse stroomvloeitotale van verskillende opvanggebiede gekorreleer met mekaar	143
5.19	Regressie-eienskappe van stroomvloeikorrelasie waarop verstelde waardes gebaseer is	155
5.20	Berekende verminderings in stroomvloei van Cathedral Peak opvanggebiede	156
6.1	Totale maandelikse potensiële dampverlies vir Opv. IV bereken met 'n albedowaarde van 0,20	186
6.2	Totale maandelikse potensiële dampverlies vir Opv. IV bereken met 'n albedowaarde van 0,14	187
6.3	Vergelyking van werklike- en gesimuleerde stroomvloei, Opv. IV	190

1. INLEIDING

Die Departement van Bosbou het in 1945 'n hidrologiese navorsingsprogram op Cathedral Peak Staatsbos in die Natalse Drakensberg begin. Die program was daarop gemik om die invloed van bebossing met Pinus patula op die waterlewering van die gebied te bepaal. Tien eksperimentele opvanggebiede sou met verdrag bebos word, om sodoende 'n plantasie met 'n eweredige verspreiding van leeftydsklasse te vestig. Die beplande handelingsprogram is egter nie deurgevoer nie omdat dit Departementele beleid geword het om bergopvanggebiede soos dié in die Drakensberge, nie te bebos nie. Eksperimentele Opvanggebiede wat op daardie stadium nog nie bebos was nie, het toe beskermings- en brandhandelings ontvang. 'n Goeie hidrologiese rekord van 'n verskeidenheid van handelings, is deur noukeurige waarneming oor die ongeveer 30 jaar opgebou. Alhoewel verskeie hidrologiese studies reeds op die gebied uitgevoer is, is daar nog geen omvattende ontleding van die data gedoen nie. Hierdie studie is die begin van 'n proses om inligting oor die eksperimentele gebied en handelingsinvloede saam te vat vir gebruik in bestuurs- en navorsingsbeplanning. Die doelstellings van die studie is soos volg:

- (1) 'n Algemene beskrywing van klimaat - en ander eienskappe van die Cathedral Peak omgewing - hoofsaaklik vir gebruik in bestuursbeplanning.
- (2) 'n Beskrywing van die hidrologiese eienskappe van die eksperimentele opvanggebiede.

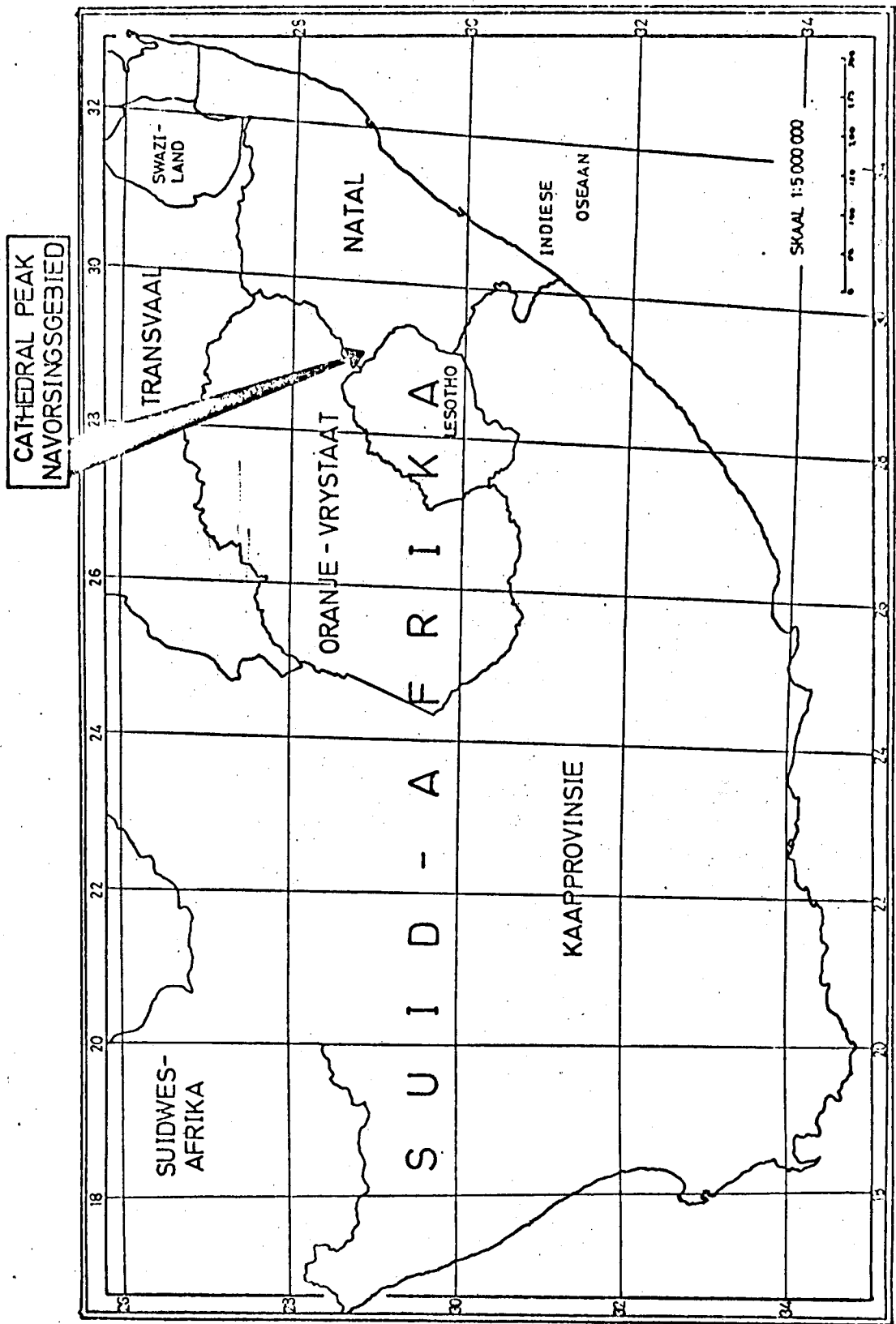


Fig. 2.1. Ligging van die Cathedral Peak navorsingsgebied.

- (3) 'n Statistiese beskrywing van stroomvloei en reënval in die Opvanggebiede.
 - (4) Die bepaling van die invloed van behandeling op die totale jaarlikse - en seisoenale verspreiding van stroomvloei in die Opvanggebiede, deur gebruikmaking van verskillende ontledingsmetodes.
- Spesifieke klem sal op die toepasbaarheid van deterministiese modelle in hidrologiese navorsing gelê word.

2. BESKRYWING VAN DIE NAVORSINGSGEBIED

2.1 Ligging en topografie

Die data wat gebruik is vir hierdie studie, is verkry van die eksperimentele Opvanggebiede en by die derde orde weerstasie in die navorsingsgebied van die Departement van Bosbou. Die gebied is geleë op die "Little 'Berg'" van die Drakensbergreeks, in Cathedral Peak Staatsbos, Natal. (Sien Fig. 2.1). Die middelpunt van die gebied lê op die breedtegraad $29^{\circ}00'S$ en lengtegraad $29^{\circ}15'0$.

Die "Little 'Berg'" uitlopers vorm in profiel 'n terras wat in hoogte wissel van 1 800 m tot 2 400 m. Die terras lê aan die voet van die hoë basaltiese kranse van die Drakensberg Groep. Die "Little 'Berg'" bestaan hoofsaaklik uit nagenoeg horisontale lae van basaltiese lawas wat neergelê is op sandsteen van die Clarens Formasie, bo-op die Formasies Molteno en Elliot onderskeidelik. Die uitlopers word geskei deur diep insnydings wat soms tot in die Beaufort Groep indring.

Die tien Opvanggebiede wat in hierdie studie bespreek sal word, lê aan die bopunt van 'n aantal van hierdie uitlopers. Die Opvanggebiede word gedreineer deur drie verskillende insnydings wat aan die voet van die "Little 'Berg'" saamvloei in die Mlambonjarivier, wat uiteindelik aansluit by die Tugelarivier. Meer volledige beskrywings van die gebied kan gevind word in Nānni (1956), Tyson et al (1976) en Schulze (1975). Beskrywings van die Tugela-opvanggebied en sy rivierlope kan gekry word in verslae van die Natalse Stads- en Streekbeplannings Kommissie (1952, 1960).

Die afkortings Opv. en Opve. sal voortaan gebruik word vir opvanggebied en opvanggebiede respektiewelik.

2.2 Klimaat

Die Opvanggebiede val in Phillips (1973) se bioklimatiese groep 5b wat as subvogtig met 'n seisoenale temperatuurvariasie van matig koel in die somer tot koel-koud en somtyds baie koud in die winter, geklassifiseer word.

2.2.1 Straling en sonskyn

Die gemiddelde totale jaarlikse atmosferiese straling vir die gebied is $190 \times 10^5 \text{ Jm}^{-2} \text{ dag}^{-1}$. Maksimum straling kom in westelike dele van Suid-Afrika voor en is gemiddeld $300 \times 10^5 \text{ Jm}^{-2} \text{ dag}^{-1}$. Minimum straling word in die suidelike Kaap aangetref gedurende winter en is gemiddeld $110 \times 10^5 \text{ Jm}^{-2} \text{ dag}^{-1}$.

Die gemiddelde jaarlikse difussiestraling in die Drakensberg is ongeveer 50 tot 60 $\times 10^5 \text{ Jm}^{-2} \text{ dag}^{-1}$. Die wintermaande is droog, helder en wolkloos met 'n gemiddelde straling van $130 \times 10^5 \text{ Jm}^{-2} \text{ dag}^{-1}$. Donderstorms gedurende die nat somermaande veroorsaak bewolkte weer, maar straling is gemiddeld $230 \times 10^5 \text{ Jm}^{-2} \text{ dag}^{-1}$. (Tyson et al, 1976).

Gedurende die winter ontvang die Drakensberg 70 tot 80 persent van sy totale moontlike aantal sonskynure en in die somer 40 tot 50 persent. (Schulze, 1975).

2.2.2 Temperatuur

Gemiddelde maandelikse lugtemperatuur word in Tabel 2.1 gegee. Maksimum en minimum lesings van termometers, gemonteer in 'n Stevensonskerm in die meteorologiese stasie, is gebruik vir die berekening van gemiddelde temperatuur. Die minimum en maksimum temperatuur word daaglik om 08h00 gelees. Daaglikse gemiddelde temperatuur is bereken volgens die metode van Brooks in Conrad & Pollak (1962). Hy het die volgende algemene formule voorgestel vir die berekening van werklike gemiddelde temperatuur (T) uit maksimum en minimum waardes.

$$\bar{T} = \frac{M + m}{2} + (a + bR + cR^2)$$

waar M = maksimum temperatuur

m = minimum temperatuur

R = M - m

a, b, c is konstantes wat 'n funksie van hoogte bo seespieël is.

Die vergelykings is soos volg:

$$a = -0,30 + 0,14 h; \quad b = -0,07 h; \quad c = -0,0034 + 0,006 h.$$

Die standaard fout (SF) en variasiekoëffisiënt (V) is ook vir elke maand bereken. Die gemiddelde variasie (GV) en reeksvariasie (RV) is bereken soos voorgestel in Conrad & Pollak (1962).

$$GV = \frac{\sum_i |d_i|}{n}$$

waar d_i = verskil tussen maandelikse gemiddelde daaglikse temperatuur en gemiddelde maandelikse temperatuur

n = aantal waarnemings.

$$RV = \frac{\sum_i |a_i - a_{i-1}|}{n - 1}$$

waar $a_1, \dots a_i \dots a_w$ 'n reeks opeenvolgende waarnemings is. Dit is 'n verspreidingsmaatstaf wat aandui of opeenvolgende waarnemings geleidelik of skielik verander.

Die volgende kan uit Tabel 2.1 afgelei word:

- (i) Variasie van die gemiddelde maandelikse temperatuur is die hoogste gedurende die maande Junie, Julie en Augustus en die laagste gedurende Februarie, Desember en Januarie.
- (ii) Skommeling van gemiddelde daaglikse temperatuur is die hoogste gedurende Junie, Maart en April.
- (iii) Daaglikse gemiddelde temperature kan skielik verander in September, Oktober en November terwyl dit meer geleidelik

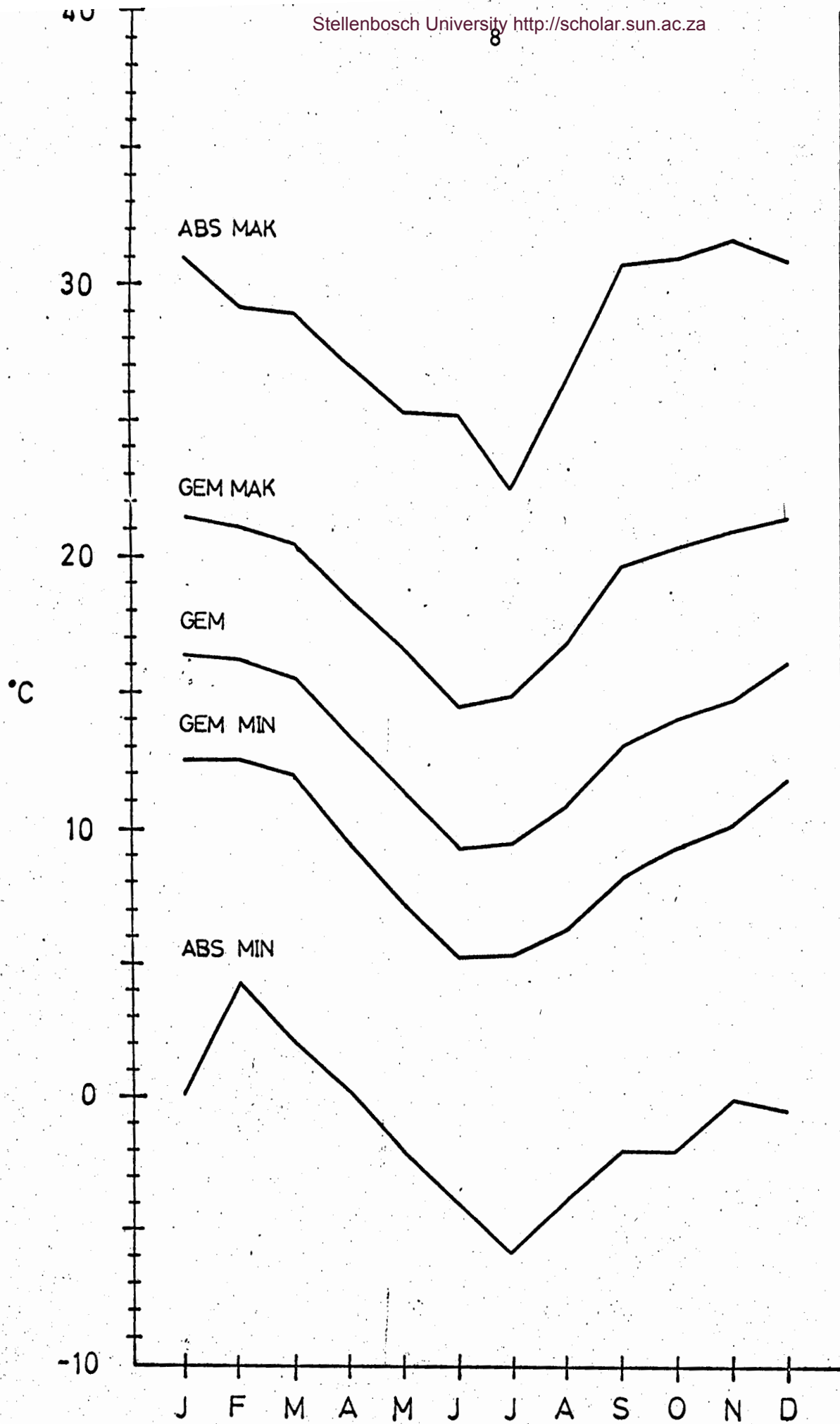


Fig. 2.2. Deasy kaart van die "Little 'Berg" stasie.

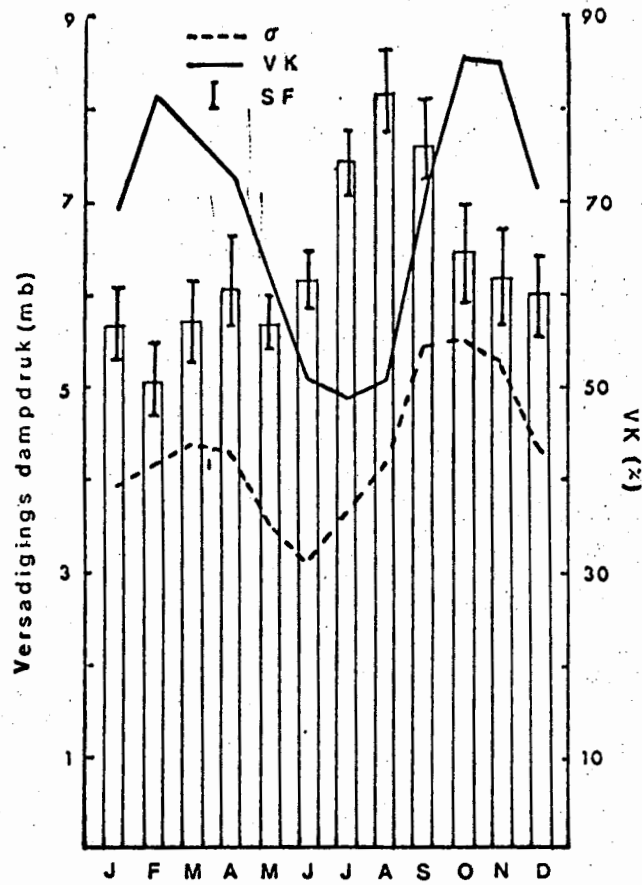


Fig. 2.3. Maandelikse versadigingsdampdruk
by die "Little 'Berg" stasie (Schulze, 1975)

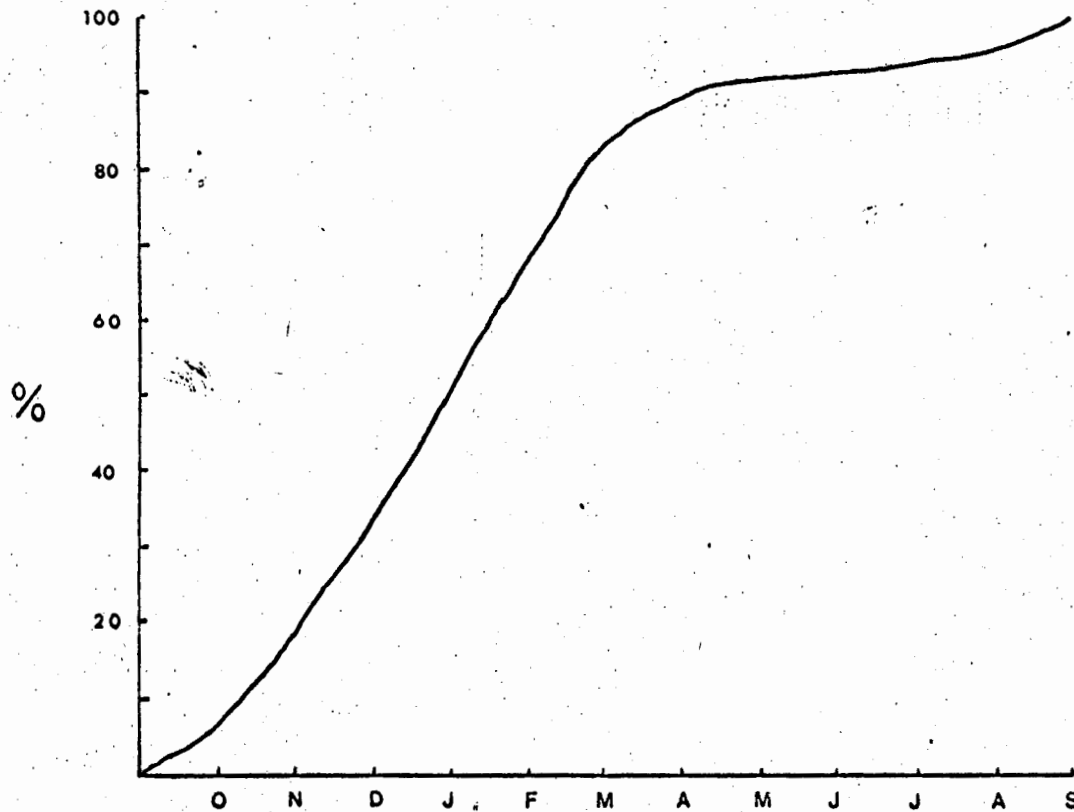


Fig. 2.4. Kumulatiewe maandelikse reënval uitgedruk as 'n persentasie van totale jaarlikse reënval.

verander in Mei, Junie en Julie.

Fig. 2.2 is 'n Deasy kaart van die "Little 'Berg'" stasie.

2.2.3 Voggehalte van die atmosfeer

In die somer word vog oor die Drakensberg ingevoer, hoofsaaklik deur noordoostelike winde, terwyl hoë voggehaltes in die winter geassosieer word met suidwestelike winde. Figuur 2.3 gee die maandelikse versadigingsdampdruktekorte by die Cathedral Peak weerstasie. Dit is deur Schulze (1975) bereken as die verskil tussen versadigde dampdruk en werklike dampdruk. Versadigde dampdruk is uitgedruk as 'n funksie van temperatuur, en werklike dampdruk as 'n funksie van relatiewe voggehalte. Versadigingsdampdruktekort word beskou as 'n beter aanduider van voggehalte as relatiewe voggehalte omdat relatiewe voggehalte die graad van versadiging slegs by 'n spesifieke temperatuur aandui.

Die sterk seisoenale patroon in die lugvoggehalte by Cathedral Peak kan uit Fig. 2.3 gesien word.

Donderstorms ontwikkel hoofsaaklik in die somer en is die hoofbron van reënval in die Drakensberggebied (Schulze, 1965). Donderstorms in die gebied word in twee soorte verdeel: dié wat ontstaan a.g.v. orografiese aksie en windvlae wat algemeen in 'n noordoostelike rigting beweeg en dié wat ontstaan deur konveksie a.g.v. plaaslike temperature en steil hellingtoestande.

Tabel 2.2: Aantal reëndae per maand volgens die A.D. reënmeter by die "Little 'Berg'" weerstasie vir die periode 1949 tot 1978

	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	Totaal
Gemid.	15,4	20,7	22,3	23,8	21,0	20,3	12,4	5,4	2,5	2,8	5,6	8,8	161,0
V (%)	28,9	19,6	13,3	17,0	14,8	22,1	29,0	52,7	63,2	64,1	53,1	33,0	
SF	0,82	0,75	0,55	0,75	0,57	0,83	0,67	0,53	0,30	0,34	0,55	0,54	
GV	3,5	3,4	2,4	3,1	2,4	3,5	2,8	2,1	1,3	1,4	2,3	2,2	

Tabel 2.3: Gemiddelde maandelikse reënval op die "Little 'Berg'" weerstasie, Cathedral Peak, vir die periode 1949 tot 1978.

	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S
Gemid. (mm)	101,4	162,0	202,7	248,1	230,2	207,9	80,7	29,6	15,6	10,2	32,3	61,2
V (%)	43,6	38,5	34,5	47,0	38,4	39,7	51,6	96,9	124,0	135,5	104,8	73,1
SF (mm)	8,2	11,6	13,0	21,7	16,4	15,3	7,7	5,3	3,6	2,6	6,3	8,3
GV (mm)	35,1	51,0	53,6	96,5	69,2	62,5	30,8	22,3	13,0	10,8	27,1	34,5
30-dae maand gemid. (mm)	98,2	162,0	196,2	240,2	244,5	200,3	80,7	28,6	15,6	9,9	31,3	61,2

Donderstorms kom gewoonlik in die namiddag voor en reën kan op ongeveer 161 dae van die jaar verwag word.

Volgens Tabel 2.2 is die gemiddelde aantal reëndae gedurende die periode November tot Maart per maand 21,6. Die gemiddelde variasie in al die maande is klein, maar variasiekoëffisiënte is groot gedurende die wintermaande. Die seisoenale verspreiding van reënval word uitgebeeld in Fig. 2.4 waar kumulatiewe gemiddelde maandelikse reënval as 'n persentasie van totale jaarlikse gemiddelde reënval uitgedruk word. Die grafiek dui op 'n skielike styging in reënval vanaf Oktober met 'n afplatting in Maart. Maandelikse reënvalsyfers word in Tabel 2.3 gegee. Hierdie syfers is verkry van 'n Standaard Snowdon-reënmeter, geïnstalleer in die weerstasie op die "Little 'Berg'" 1 800 m bokant seespieël. Januarie en Februarie is die maande met die hoogste reënval. Reënval gedurende die maande April tot September is laag en baie wisselvallig. Die gemiddelde variasie wissel van 10,8 tot 34,5 en variansiëkoëffisiënte van 51,6 tot 135,5 gedurende hierdie maande. Die jaarlikse gemiddelde reënval, gemeet oor 29 jaar, is 1 382 mm, maar reënval in die Drakensberg varieer baie met hoogte bo seespieël. Dit wissel bv. van 2 000 mm jaar⁻¹ bo-op die platorand tot 700 mm jaar⁻¹ naby Cedarville in die suide van Natal (Tyson et al, 1976). Schulze (1975) het ook getoon dat daar op Cathedral Peak 'n afname in reënval van oos na wes is.

Tabel 2.4: Maandelikse windloop (km) by die "Little 'Berg'" weerstasie, Cathedral Peak, vir die periode 1964 tot 1978

	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S
Gemid.maandelikse windloop (km)	6826	5411	5242	4527	3670	4098	4283	5646	5772	5721	7489	6663
Gemid.daaglikse windloop (km)	220	180	169	146	131	132	143	182	192	185	242	222
V (%)	17,3	13,5	17,3	17,8	20,0	20,9	17,0	20,0	23,1	16,5	17,5	17,7
SF (km)	316	195	243	215	195	227	194	305	356	252	351	314
GV (km)	839	610	702	652	624	734	561	898	1060	774	1166	931
Gemid.30-dae maand windloop (km)	6607	5411	5074	4382	3898	3967	4283	5465	5772	5538	7249	6663

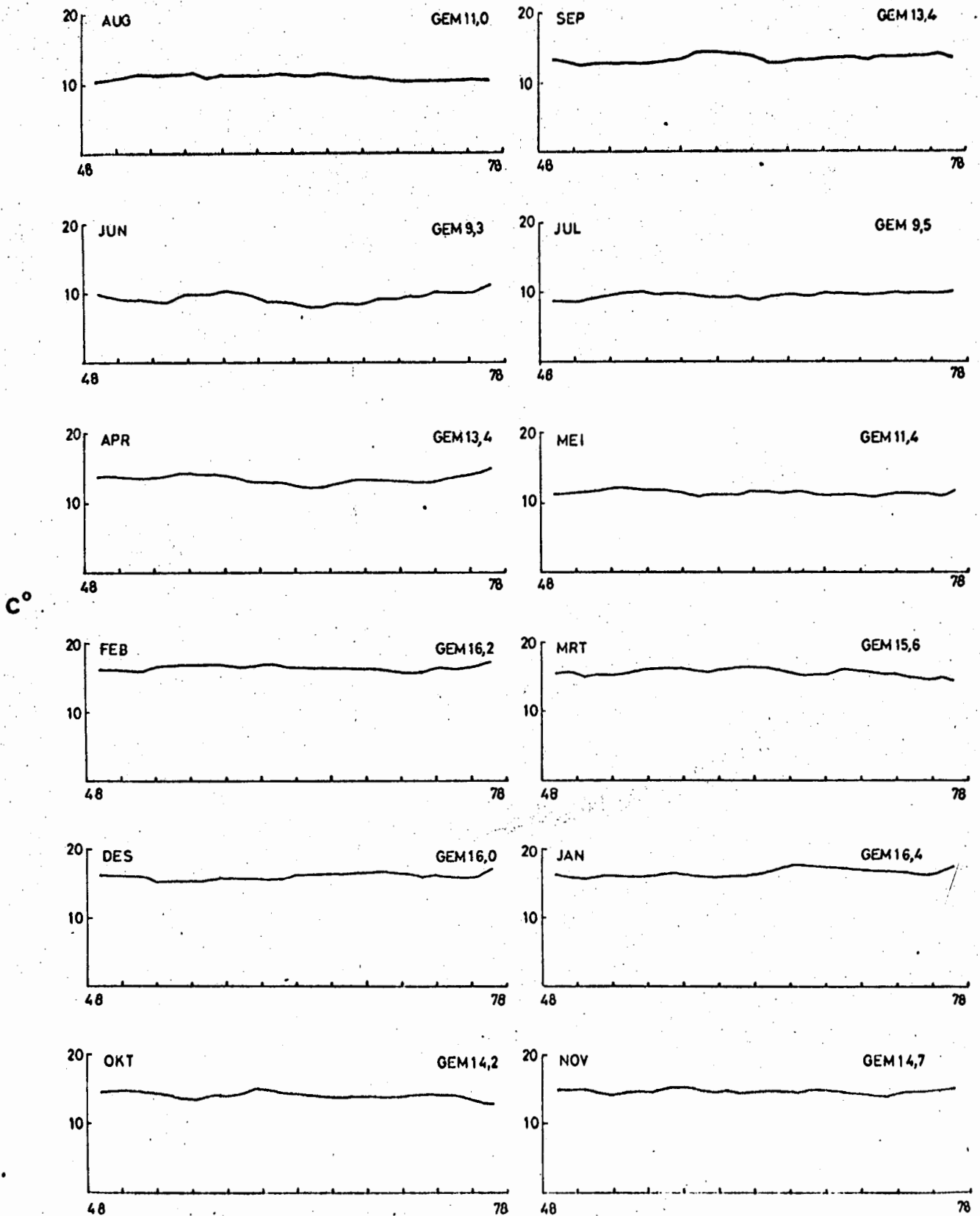


Fig. 2.5. Vyfjaar lopende gemiddeldes van gemiddelde daaglikse temperatuur by die "Little 'Berg" weerstasie.

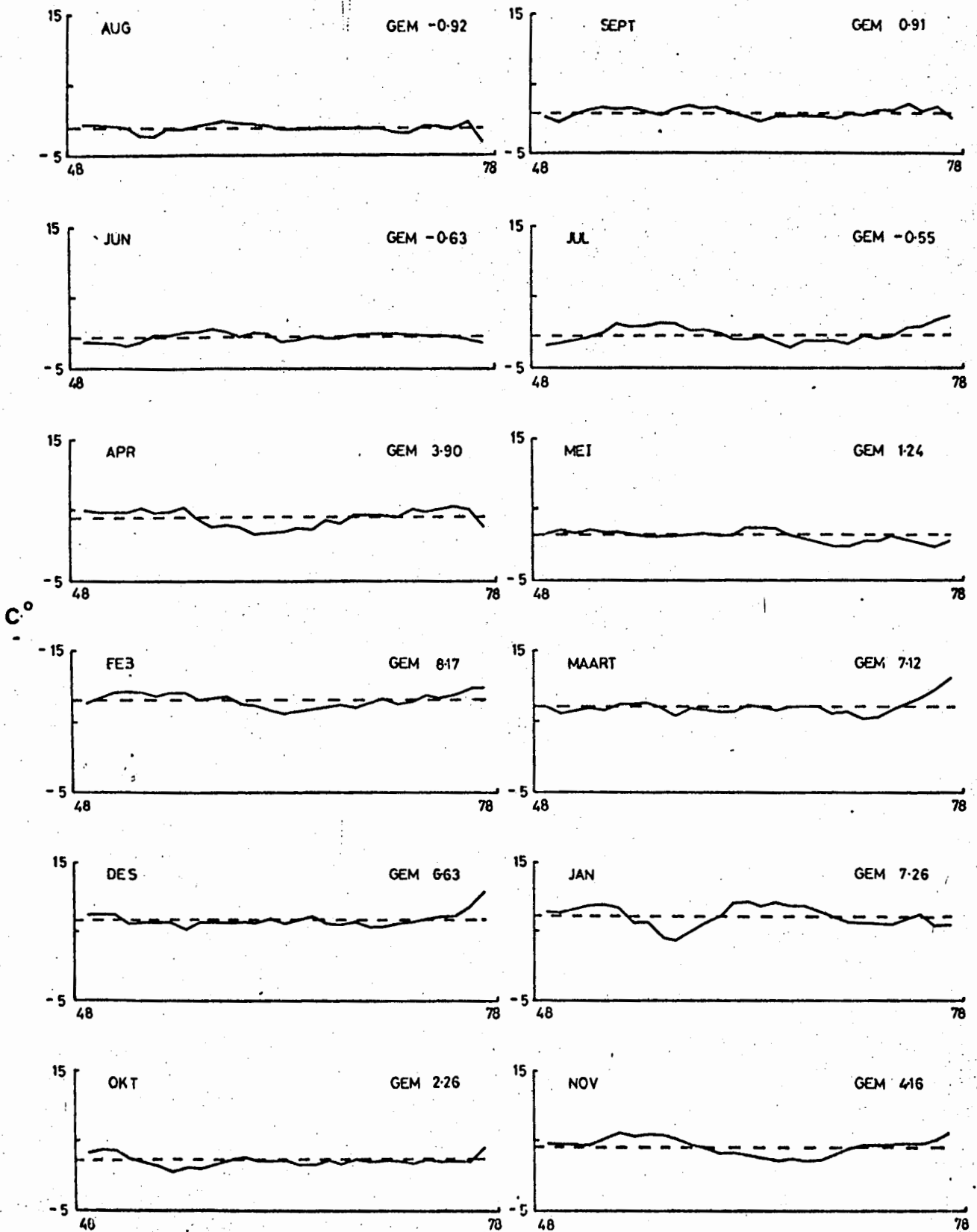


Fig. 2.6. Vyfjaar lopende gemiddeldes van absolute minimum temperatuur -
"Little 'Berg" weerstasie.

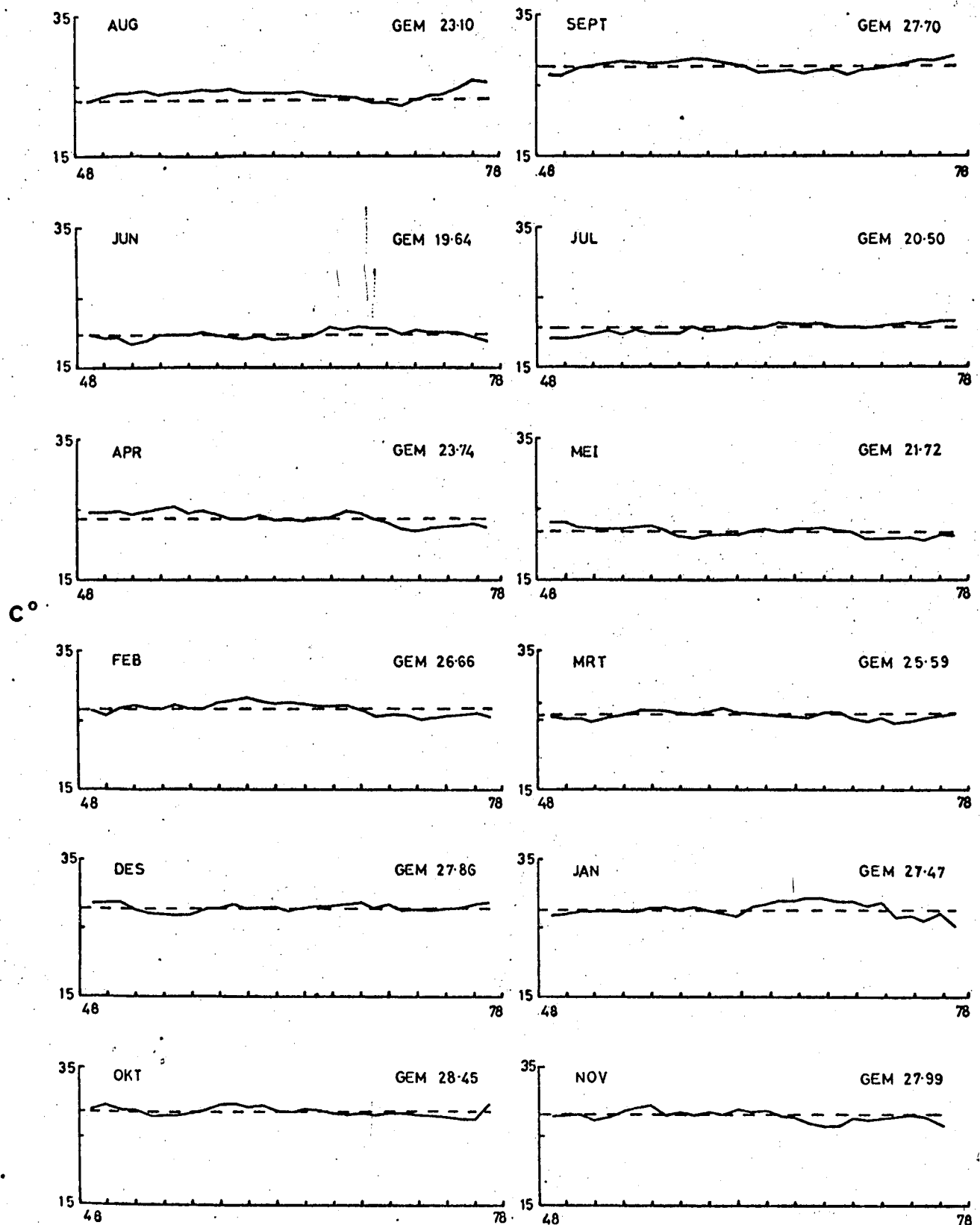


Fig. 2.7. Vyfjaar lopende gemiddeldes van absolute maksimum temperatuur -
"Little 'Berg" weerstasie.

2.2. Wind

Plaaslike lugbeweging speel 'n groot rol in die Drakensberg, veral gedurende die helder wintermaande. Die topografie van die gebied het komplekse lugbewegings tot gevolg en gedurende stabiele frontale toestande oorheers plaaslike winde (Tyson et al, 1976). Koue fronte wat oor die gebied inbeweeg, word gewoonlik voorafgegaan deur noordwestelike warm winde en sulke fronte word gewoonlik gevolg deur sterk, koue en ontstabiele suid-westelike winde. Augustus tot Oktober is gewoonlik die winderigste tyd soos gesien kan word uit Tabel 2.4.

Gedurende die periode Oktober 1964 tot September 1973 is die wind gemeet met 'n Casella windmeter wat op 'n hoogte van tien meter geïnstalleer was. 'n Woefle tipe registrerende meter op 'n hoogte van drie meter het die Casella vervang nadat die twee instrumente vir een jaar saam gebruik is. 'n Regressie-ontleding is uitgevoer om die verband tussen maandelikse totale windloop van die twee meters te bereken. Die vergelyking is:

$$Y = 2201,9 + 0,7504 X$$

waar

Y = totale maandelikse windloop (km) op drie meter hoogte

X = totale maandelikse windloop (km) op tien meter hoogte

Die korrelasie-koëffisiënt is 0,9611 en 92 persent van die variasie in Y is deur X verklaar.

Om maandelikse totale windloop van verskillende maande vergelykbaar te maak, is dit omgewerk na 30-dae maande deur die 31-dae maande se totale te verminder met 3,2 persent en Februarie-totale met 6,2 persent te vermeerder.

2.3 Neiging in klimaatelemente

Die verloop van enkele klimaatelemente gedurende die periode van datainsameling word hier onder op eenvoudige grafiese wyse voorgestel. Die tipe waarnemings en lengte van die periode waaroor data ingesamel is, is nie geskik vir komplekse ontledings van klimaatsneiging, soos bespreek deur o.a. Lamb (1966) en Kokot (1948) nie.

Fig. 2.5 gee die vyfjaar lopende gemiddeldes van gemiddelde daaglikse temperature vir elke maand. Geen neigings kan uit hierdie figure afgelei word nie.

Die volgende word afgelei uit Figure 2.6 en 2.7 wat die vyfjaarlikse lopende gemiddelde daaglikse temperature vir elke maand weergee:

- (1) Die gemiddelde daaglikse temperatuur en die absolute minimum temperatuur toon geen neigings gedurende enige van die maande nie.
- (2) Gedurende Julie was daar 'n opwaartse neiging in absolute maksimum temperatuur.

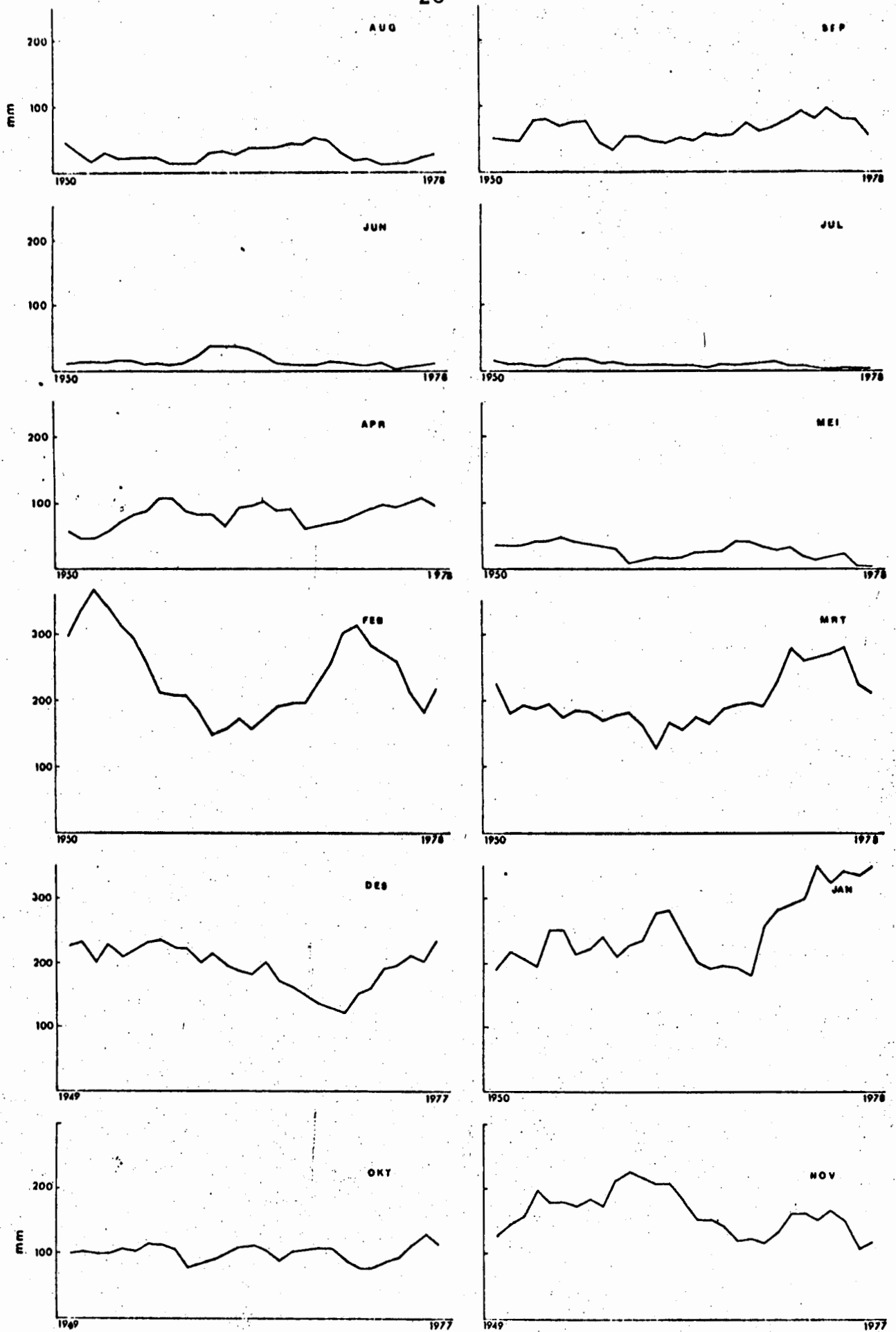


Fig. 2.8. Vyfjaar lopende gemiddelde van maandelikse reënval volgens die A.D. reënmeter - "Little 'Berg" weerstasie.

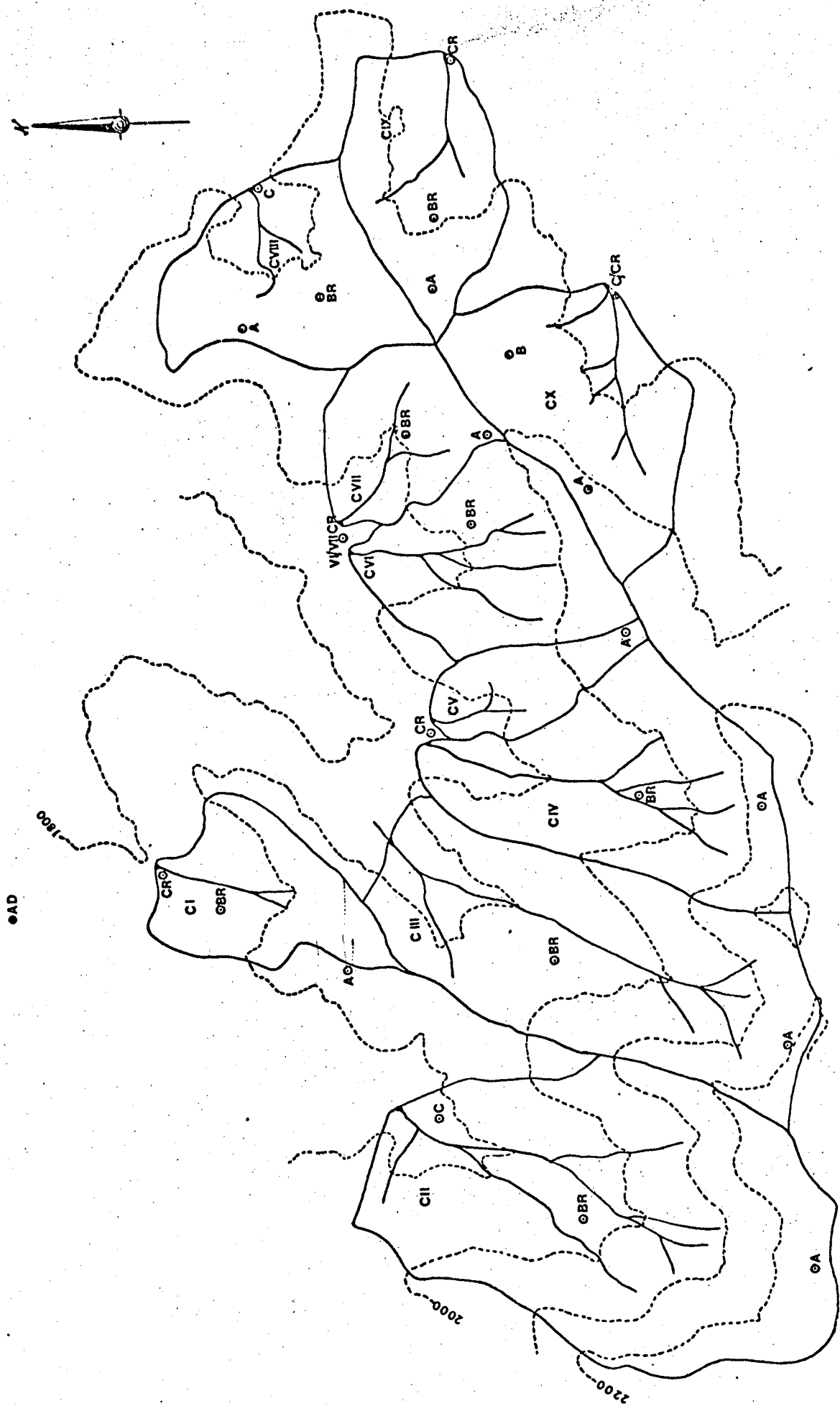


Fig. 3.1. Die reënmeternetwerk van die Cathedral Peak opvanggebiede.

- (3) Die absolute maksimum temperatuur toon 'n afwaartse neiging gedurende April en Mei.
- (4) Augustus en September toon skerp stygings in absolute maksimum temperature in teenstelling met afwaartse neigings in meeste van die ander maande.

Figuur 2.8 gee vyfjaar lopende gemiddelde maandelikse reënval vir die gebied aan. Slegs die Januariereeks toon 'n sterk algemene opwaartse neiging. Uit die reekse vir die maande met hoë reënval, asook van jaarlikse totale reënval is dit duidelik dat die laaste tien jaar (1968-78) in 'n nat siklus val.

3. DATAINSAMELING EN -VERWERKING

3.1 Reënval

Die uitleg van 'n reënmeter-netwerk, soorte meters, posisie, helling, korreksiefaktore ens. word volledig behandel in Schulze (1975). Vir die doeleindes van hierdie studie word in Fig. 3.1 slegs die posisies aangedui. Die instrumente met nommers wat eindig op R is almal 'Casella natural siphon' registrerende meters, terwyl al die ander standaard 127 mm deursnee Snowdonmeters is, toegerus met Nipher-skerm. (Sien Wicht et al, 1969). Die A, B of C wat in die nommer voorkom, dui op bo, middel en onder in die Opvanggebied respektiewelik.

Die standaardmeters is met die hand gelees en daaglikse totale vanaf veldboeke deur middel van 'n Hewlett Packard model 9830A

op ponsband gestoor. Die weeklikse kaarte van die Casella-reënmeters is met die hand geredigeer, daaglikse totale bereken en op kasset-bande gestoor. Ontbrekende reënvaldata by 'n spesifieke meter is deur interpolasie van omliggende meters se lesings bereken.

3.2 Stroomvloei

Stroomvloei is op die gebruikelike manier bereken uit kontinue rekords van watervlak by studamme toegerus met meervoudige-keepkeerwalle (met 90° V-kepe). Die instrumente, stroomvloei-kaarte en meetprosedure is dieselfde as vir Jonkershoek en word volledig beskryf in Meyburgh et al (1970). Die proses van versyfering wat gevolg is, is egter verskillend. Komponente van stroomvloei, naamlik vloedvolume, syferwatervolume, damverliesvolume, totale werklike vloeivolume, hoogste tempo en laagste tempo van vloei is vir alle opvanggebiede op 'n daaglikse basis vanaf watervlaklesings bepaal d.m.v. die Barnes-formule (Sien Meyburgh et al, 1970). Data vir Opve. II tot VIII is met die hand ontleed tot 1969 en Opve. I, IX en X tot 1972. (Metode 1). Daaglikse volumes van stroomvloei-komponente is vanaf 1972 verkry deur versyfering van die kaarte m.b.v. 'n Hewlett Packard 9830A tafelrekenaar en 9864A versyferaar (Metode 2).

Die stroomvloeidata wat in hierdie studie gebruik is, is dus verkry deur twee metodes van versyfering. Om te toets of

hierdie twee metodes beduidende verskille in waardes gee, is daaglikse stroomvloei (soos verkry deur die twee metodes), vir elke maand vir 'n oorvleuelingstydperk van een jaar met mekaar vergelyk. Die t-toets is gebruik om daaglikse totale met mekaar te vergelyk. Die resultate word in Tabel 3.1 gegee. In geeneen van die maande is daar 'n betekenisvolle verskil tussen die waardes soos deur die twee metodes bereken nie.

In die enkele gevalle waar hidrogramme ontbreek het, is dit nagetrek deur gebruik te maak van hidrogramme van aangrensende opvanggebiede.

3.3 Weerkundige data

'n Derde-orde weerstasie is geleë op die "Little 'Berg'", 1 851 m bokant seespieël. Alle instrumente word daaglik gelees tussen 07h45 en 08h00. Data van die volgende instrumente is gebruik in dié studie:

- (1) 'n Standaard-Snowdon reënmeter met Nipher-skerm. Die opening van die meter het 'n deursnee van 127 mm en is 122 cm bokant grondoppervlakte gemonteer.
- (2) Nat- en droëbaltermometers, geïnstalleer in 'n standaard Stevenson skerm, is gebruik vir die berekening van relatiewe voggehalte (R.V.). R.V. is bereken met die hand deur middel van standaard Weerburo-tabelle en is oorgedra op magneetband. Ontbrekende data is bepaal deur vergelyking met 'n higrograaf in dieselfde skerm.

- (3) Winddata is van twee windmeters verkry soos reeds beskryf in paragraaf 2.2.5. Windlooptotale is daaglik vanaf die Casella gelees en via veldboeke oorgedra op magneetband. Lesings van die Woeflemeter word in grafiekvorm geregistreer en is met behulp van die voorgeskrewe omsettings-liniaal met die hand verwerk en via maandstate oorgedra op magneetband.
- (4) Sonskynure is verkry deur handontleding van kaarte van 'n Campbel Stokes sonskynmeter en oorgedra op magneetband.

4. BESKRYWING VAN DIE EKSPERIMENTELE OPVANGGEBIEDE

Die hidrologiese geaardheid van 'n opvanggebied word deur verskeie eienskappe van die gebied bepaal. Behalwe vir die veranderlike eksterne faktore soos bv. klimaat, is daar ook die fisiese eienskappe van die opvanggebied soos bv. topografie, geologie en grond, wat in die hidrologie 'n rol speel. Enkele belangrike eienskappe van die Opvanggebiede sal kortliks bespreek word.

4.1 Plantbedekking en -behandelings

Die plantegroei van al die Opvanggebiede voor behandeling kan volgens Acocks (1953) geklassifiseer word as Gemengdegrasveld. Killick (1963) het dit beskryf as Themeda triandra "sub-alpine" grasveld. 'n Volledige beskrywing van die grasveld word gegee deur Granger (1976). Vir die doel van hierdie studie kan die

natuurlike plantegroei in breë trekke beskryf word as bestaande uit meerjarige, seisoenale polgrasse wat in die lente begin groei en met die eerste ryp in die vroeë winter doodgaan om 'n laag droë materiaal te vorm met 'n dikte van $\pm 0,40$ m tot $0,60$ m. Klein gedeeltes, veral op suidelike aspekte word met gemeenskappe bedek wat deur immergroen grassoorte gedomineer word.

Sedert die begin van die eksperiment is die natuurlike plantbedekking in sommige Opvanggebiede soos volg verander:

- (1) Opv. I is in twee kampe verdeel wat elk sedert 1954 al om die ander jaar deur beeste beweide word. Beweiding geskied slegs in die somermaande (middel Oktober tot middel Maart). Alhoewel daar veranderings in spesieskomposisie, gemeenskapstruktuur en bedekkingsgraad van die grasveld waarneembaar is, is dit nog nie deur plantegroeiopnames gekwantifiseer nie.
- (2) Gedurende 1951 is Opv. II met Pinus patula beplant. In 1963 en 1965 is oorblywende oop brandbane in die Opvanggebied beplant. Die dunnings- en snoeiprogram is vertraag met die gevolg dat die Opvanggebied tans met 'n abnormale opstand begroei is. In hierdie stadium is 74 persent van die gebied bebos. Die grootste gedeelte van die Opvanggebied se bome is gesnoei tot sewe meter en die stamtal op die grootste gedeelte is 300 s.ha^{-1} . Twintig-meter stroke aan weerskante van die strome is onbeplant gelaat. Die oewerplantegroei is gekonsentreer in die diep

Tabel 4.1: Opsomming van die handelings van Cathedral Peak opvanggebiede

Jaar	I	II	III	IV	V
1949	Gebrand	Meting van reënval en stroomvloei sedert 1948. Gebrand.		Meting van stroomvloei en reënval begin.	
1950	Meting van reënval begin.		Meting van reënval begin.		Meting van reënval begin.
1951	Meting van stroomvloei begin.	68,5 ha bebos	Gebrand		Gebrand
1952		Nog 32,5 ha bebos	Meting van stroomvloei begin		Meting van stroomvloei begin
1953	Gebrand		Gebrand	Gebrand	Gebrand
1954	Begin met beweiding				
1955	Gebrand bo (B)	Nog 9ha bebos		Gebrand	Gebrand
1956	Gebrand		Gebrand	Gebrand	Gebrand
1957	Gebrand onder (O)		Gebrand	Gebrand	Gebrand
1958	Gebrand B		120 ha bebos		
1959	Gebrand B			Gebrand	Gebrand
1960	Gebrand O				
1961	Gebrand B			Gebrand	Gebrand
1962	Gebrand O				

Jaar	I	II	III	IV	V
1963	Gebrand B	Nog 5 ha bebos		Gebrand	Gebrand
1964	Gebrand O		40 ha bome gebrand en weer geplant	Gebrand	Gebrand
1965	Gebrand B	Nog 27 ha bebos		Gebrand	Gebrand
1966	Gebrand O	Dun gedeelte na 740 s.ha-1			
1967	Gebrand B	Snoei gedeelte tot 7 meter		Gebrand	Gebrand
1968	Gebrand O		Gedeelte van opvg. gesnoei tot 3 meter		
1969	Gebrand B	Dun gedeelte na 740 s.ha-1. Snoei jonger bome tot 3 meter.	Opvg. gedeeltelik gedun en gedeeltelik gesnoei	Gebrand	Gebrand
1970	Gebrand O	Dunning en snoei van klein gedeeltes word gedoen			
1971	Gebrand B	<u>Euproctis terminalis</u> word waargeneem. Ontblaring begin.	Tekens van <u>Euproctis terminalis</u>	Gebrand	Gebrand
1972	Gebrand O	Ontblaring vererger	Ontblaring begin		
1973	Gebrand B	28 ha bosafval gestapel en gebrand. Ontblaring duur voort	Ontblaring op klein skaal.	Gebrand	Gebrand
1974	Gebrand O	Ontblaring duur voort	Ontblaring op groot skaal		

Tabel 4.1: /vervolg

Jaar	I	II	III	IV	V
1975	Gebrand B	Ontblaring duur voort	Begin met snoei tot 7 m. Ontblaring duur voort	Gebrand	Gebrand
1976	Gebrand O	Ontblaring neem af	Ontblaring neem af		
1977	Gebrand B	Geen ooglopende ontblaring	Geen ooglopende ontblaring	Gebrand	Gebrand
1978	Gebrand O				

Jaar VI VII VIII IX X

1949			Gebrand		Gebrand
1950		Meting van reënval begin			
1951			Gebrand	Gebrand	Gebrand
1952					
1953	Meting van reënval begin	Meting van stroomvloed begin			Gebrand
1954	Meting van stroomvloed begin		Gebrand	Meting van stroomvloed begin. Meting van reënval begin. Gebrand	
1955	Gebrand	Gebrand	Gebrand		Meting van reënval begin. Gebrand
1956	Gebrand	Gebrand	Gebrand	Gebrand	Meting van stroomvloed begin. Gebrand.

Tabel 4.1:/vervolg

Jaar	VI	VII	VIII	IX	X
1957	Gebrand	Gebrand			Gebrand
1958					
1959	Gebrand	Gebrand			Gebrand
1960					
1961	Gebrand	Gebrand			Gebrand
1962					
1963	Gebrand	Gebrand	Meting van stroom- vloei begin. Me- ting van reëval begin. Gebrand		Gebrand
1964	Gebrand	Gebrand	Gebrand	Gebrand	Gebrand
1965	Gebrand	Gebrand	Gebrand	Gedeeltelik gebrand	Gebrand
1966		Bebos			
1967	Gebrand		Gebrand		Gebrand
1968					
1969	Gebrand		Gebrand		Gebrand

Tabel 4.1:/Vervolgs

Jaar	VI	VII	VIII	IX	X
1970					
1971					Gebrand
1972	Gebrand	Bome brand af	Gebrand		
1973					Gebrand
1974	Gebrand		Gebrand		
1975		Vel oorblywende bome			Gebrand
1976	Gebrand	Kap opslag	Gebrand		
1977					Gebrand
1978			Gebrand		

insnydings van die strome. Verdere behandelings van die Opvanggebied word opgesom in Tabel 4.1.

- (3) In Opv. III het daar sedert bebossing met P.patula in 1959 'n brand, vertraagde snoei en dunnings plaasgevind. Die resultaat is dat 90 persent bebos is en die verspreiding van leeftydsklasse oneweredig is. Ongeveer 35 persent van die Opvanggebied bestaan uit 13 jaar oue bome met 'n digtheid van ongeveer 800 s.ha^{-1} wat tot twee meter gesnoei is. Die res van die beboste oppervlakte word bedek deur 19 jaar oue bome met 'n digtheid van 300 s.ha^{-1} . Omdat die rivieroewer van die hoofstroom wyer is as dié van Opv. II, is die totale wydte van die oopstroke van die oewer ook groter. Hierdie stroke is begroei met struikagtige inheemse oewer-plantegroei. Tabel 4.1 bevat 'n opsomming van die behandelings van Opv. III.
- (4) Opv. VII is vroeg in 1967 bebos met P.patula, maar het in 1972 heeltemal uitgebrand. Opslag is daarna gevel en sedertdien is natuurlike plantegroei toegelaat om weer in die gebied te ontwikkel. Sedert 1972 is die gebied nog nie weer gebrand nie, met die gevolg dat daar 'n dik laag dooie grasmateriaal opgegaan het. Die struikgemeenskap in en langs die rivierlope het ook begin uitbrei.
- (5) In die geval van Opv. IX is daar vanaf 1952 gepoog om dit teen vuur te beskerm. Alhoewel die poging nie geslaag het nie (brande het voorgekom in 1954, 1956, 1964,

1965), het daar tog 'n betreklik groot verandering in plantegroei plaasgevind. Die suksessionele veranderinge kan in breë trekke saamgevat word deur te sê dat struikgemeenskappe van Leucosidea sericea en Philippia evansii met ongeveer 20 persent oor die oppervlakte uitgebrei het, terwyl grasveld oor ongeveer 18 persent van die oppervlakte verminder het en vervang is deur óf bg. spesies óf Pteridium aquilinum. 'n Volledige beskrywing van suksessionele verandering word gegee deur Granger (1976).

4.2 Geologie

Die opvanggebiede lê op dik basaltiese uitvloeiels van die Karoo-Super Groep en meer spesifiek die Drakensberg Groep wat in die laat Trias, vroeë Juratyd neergelê is. Onderliggend aan die basalt in volgorde van jonk na oud is die Clarens Formasie wat vroeër bekend gestaan het as Holkrans Sandsteen. Hieronder volg die Elliot Formasie en Molteno Formasie. Dit het vroeër as Rooi Lae en Molteno Lae respektiewelik bekend gestaan. Die hersiene nomenklatuur is saamgevat in 'n verslag van die Geologiese Opname (1979). Die basaltiese strata tuimel met 'n helling van 2° en vorm 'n relatief eenvoudige basis vir die Opvanggebiede. Sover vasgestel kan word, sny nie een van die Opvanggebiede tot in die Sandsteen nie. Die hidrologiese belangrikheid van die basalt as onderliggende formasie lê dus hoofsaaklik in die verweringspatroon van die basalt.

Volgens Megahan (1973) het onverweerde basalt in hoë poreusheid (waarskynlik as gevolg van vate, krake en lugborrels) maar 'n lae hidroliese geleidingsvermoë ($0,2 \text{ gell. dag.}^{-1} \text{ft.}^{-2}$). Die lae hidroliese geleidingsvermoë is daaraan te wyte dat die porieë se rangskikking en kontinuiteit nie gunstig is vir die deursyfering van water nie. In die kring van plaaslike geoloë word vermoed dat onverweerde basalt in werklikheid ondeurdringbaar vir water is, behalwe waar water in barste en skeure kan insyfer. Die implikasies hiervan is dat basalt nie soos ander geologiese formasies groot hoeveelhede grondwater kan berg as gevolg van stratifikasie of gangindringings ens. nie. Die bergingskapasiteit van basalt sal hoofsaaklik van sy verweringspatroon afhang omdat verweerde basalt in staat is om groot hoeveelhede water te berg. Die verweringsprosesse vind vanaf die oppervlakte plaas; daarom is die bewaring van die grondoppervlakte in hierdie gebiede, uit 'n hidrologiese oogpunt, essensieël.

Singer (1978) onderskei tussen drie soorte verwering in basalt:

- (1) Die eerste word genoem die tussenfase of kors-soort verwering. Dit is verwering wat plaasvind as gevolg van 'n kombinasie van geochemiese en pedochemiese prosesse.

Singer (1978, 218) beskryf dit as 'n "thin reddish brown weathering crust, not exceeding several millimeters, which coats the surface of the rock both where it is exposed and where it is covered by soil. This weathering

form is associated with conditions of rapid drainage".

Hierdie vorm van verwering kom algemeen voor in die Opvanggebiede, veral op die hoër dagsome van die moedergesteente. Dit is waarskynlik hierdie laag wat veroorsaak dat die Opvanggebiede baie min of geen tekens van oppervlakte-afloop toon nie. Reën syfer onmiddellik in - selfs op die oënskynlike soliede dagsome - en beweeg onder die oppervlakte na die strome.

- (2) 'n Tweede soort verwering kan as die zone-tipe verwering beskrywe word. Dit vind plaas in basalt waarin baie blasies voorkom. Amandelafsettings en lugblasies in die Drakensberg basaltiese lavas kom in lae voor (pers. kom. Dr. Du Preez). Indien een van hierdie zones op of naby die oppervlakte voorkom kan die verwering verkry word wat deur Singer (1978, 218) beskryf word: " in this type of weathering, the transition from fresh rock to the soil is gradual, extending over several centimeters. The thickness of the weathering zone appears to be directly related to the degree of vesicularity of the rock and its glass content".

- (3) Die derde vorm van verwering wat as die saprolitiese proses bekend staan, speel 'n belangrike rol in die Cathedral Peak Opvanggebied. Singer (1978, 218) beweer dat daar goeie aanduidings is dat hierdie proses plaasvind ... "under conditions created by water satura-

tion. Such conditions could have resulted from a rise in level of perched groundwater, blockage of drainage channels by lava flows, followed by ponding of surface water, or any situation in which the weathering basalt would be brought into prolonged contact with water".

Hierdie vorm van verwerking kom algemeen voor in die Opvanggebiede. Alhoewel die geomorfologie nie sodanig is dat water maklik kan opdam nie, is die hoë reënval en hoë infiltrasiekapasiteit van die boonste verweerde lae waarskynlik voldoende om onverweerde basalt aan die langdurige kontak met water te onderwerp, sodat verwerking kan plaasvind. Hieruit volg dus die belangrikheid om 'n oppervlakte met goeie infiltrasiekapasiteit in dié gebied te behou.

Ten einde die eenvormigheid van die moedergesteente te toets, is chemiese ontledings op syferwatermonsters in die Opvanggebiede uitgevoer. Verskeie bronne bevestig dat die konsentrasie van totale oplosbare soute in syferwater wat uit Opvanggebiede van dieselfde rotstipe dreineer eenvormig is, ongeag die grootte van die Opvanggebied. (Miller, 1961; Walling & Webb, 1974).

'n Eerste stel watermonsters van die opvanggebiede is gedurende Julie 1978 geneem, 18 dae na 'n ligte reën. Stroomvloei was dus laag en word as syferwater beskou. In Opve. II, III en IV

Table 4.2: Totale oplosbare soute (mg, liter^{-1}) in watermonsters, benaderd bereken uit spesifieke elektriese geleidingsvermoë

Datum	Reeks- nommer	OPVANGGEBIEDE									
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
27/7/78	1	40,5	75,0	72,0	58,2	61,7	57,7	47,6	42,1	44,5	56,8
	2		74,4	68,0	58,2						
	3		72,6	68,0	58,9						
	4		70,1	69,1	58,2						
	5		66,3	71,5	59,7						
	6		62,0	71,5	62,5						
	7		60,0	69,0	60,3						
	8		54,2	74,0	58,9						
26/10/78		43,4	70,6	62,9	52,5	54,4	54,0	43,0	37,9	41,9	53,3

*Die reeksnommer dui op die relatiewe posisie van die monster stroomop vanaf die meetdam.

is monsters op agt punte stroomop, met gelyke afstande van mekaar, geneem om die homogeniteit binne opvanggebiede te toets. Tabel 4.2 gee 'n weergawe van die totale hoeveelheid oplosbare soute in elke monster in dele per miljoen (dpm). Volgens die gegewens van Opv. IV, word afgelei dat dié Opvanggebied in beide gesteente en bedekking homogeen is. Dieselfde geld vir Opv. III. Die konsentrasie opgeloste soute in Opv. III is hoër omdat dit bebos is en meer water deur dampvorming verlore gaan. Konsentrasies van opgeloste soute verminder stroomop in Opv. III as gevolg van die kleiner persentasie bebossing in die hoër gedeeltes van die Opvanggebied. Die hoër-liggende 26 persent van die Opvanggebied is grasveld.

Anamolieë in die stel gegewens van Tabel 4.2 is dié van Opve. I, VIII en IX. Die lae konsentrasies van oplosbare soute kan nie verklaar word nie en dit lyk asof die basaltiese verweringsproses nie dwarsdeur die gebied homogeen is nie. Na aanleiding van Singer (1978) se uiteensetting van die verweringsvorme in basalt moet aanvaar word dat veral die stratifikasie van amandeldraende lae in die basalt verskillende opgaringseienskappe in die Opvanggebiede tot gevolg kan hê. Dit mag 'n verklaring wees vir die afwykings in Opve. I, VIII en IX en moet by die ontleding en beoordeling van stroomvloeiresultate oorweeg word. Schulze (1975) gee 'n volledige bespreking van die hidrologiese eienskappe van die Cathedral

Tabel 4.3: Sommige topografiese kenmerke van die Cathedral Peak Opvanggebied

Opvang- gebied No.	Oppervlakte in ha	Gemiddelde hoogte bo seespieël (m)	Hellingsfaktor (s) (Horton)	Vormfaktor F.F. K.	Dominerende Aspek
I	48,7	1896	0,19	0,45 1,12	NNO, NNW, ONO
II	194,9	2070	0,45	0,48 1,09	NNO, ONO, NNW
III	138,9	2019	0,38	0,33 1,24	OSO, NNW, ONO
IV	94,7	2007	0,35	0,35 1,22	NNW, ONO, NNW
V	26,5	1954	0,30	0,28 1,27	NNW, NNW, NNO
VI	67,7	1949	0,27	0,41 1,11	NNW, NNO, ONO
VII	44,6	1925	0,24	0,58 1,13	NNW, NNW, SSW
VIII	63,2	1915	0,14	0,57 1,39	ONO, NNO, OSO
IX	64,5	1903	0,22	0,41 1,12	ONO, OSO, SSW
X	72,8	1946	0,26	0,46 1,16	SSO, OSO, NNO

Peak Opvanggebiede, vanuit 'n geologiese oogpunt.

4.3 Grond

Volledige beskrywings van die hidrologiese eienskappe van die grond in sommige Opvanggebiede en in die omgewing word deur Schulze (1975) en Nanni (1956) gegee. In hierdie studie is nie op die afsonderlike grondeienskappe ingegaan nie. Grondopnames in Opve. I, VI, IX en X het getoon dat daar geen wesenlike verskille in die fisiese eienskappe van die grond in verskillende opvanggebiede is nie. Die vorme Mispah, Griffin, Clovelly, Hutton en Katspruit word hoofsaaklik aangeref.

4.4 Oppervlakte

Opv. I to X is relatiewe klein Opvanggebiede (Sien Tabel 4.3). Die feit dat die Opvanggebiede so klein, naby mekaar geleë, en relatief homogeen is, skakel verskeie probleme wat met groot opvanggebiede ondervind word, uit. Ruimtelike variasie in grondtipe, geologie en klimaat binne die Opvanggebied word verminder. Die variasie van reënval oor die Opvanggebied word verminder. Die nadeel van sulke klein Opvanggebiede is dat dit nie verteenwoordigend is van groter bestuurseenhede nie.

Een van die aktuele probleme in die Cathedral Peak Opvanggebiede is die bepaling van akkurate waterskeidings van die Opvanggebiede. Waterskeidings op die oppervlakte is duidelik

Tabel 4.4: Stroomvloei as 'n persentasie van reënval vir periodes van enersse plantbedekking

PERIODE	OPVANGGEBIEDE										
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	(V + VI)
1949/50 - 56/57	-	53,9	-	53,2	-	-	-	-	-	-	-
1951/52 - 75/76	39,6	-	-	51,5	-	-	-	-	-	-	-
1952/53 - 75/76	39,9	-	-	51,8	31,5	-	-	-	-	-	-
1952/53 - 65/66	39,6	-	48,6	51,4	30,7	-	-	-	-	-	-
1953/54 - 75/76	39,7	-	-	51,4	31,2	-	43,4	-	-	-	-
1956/57 - 75/76	39,4	-	-	50,3	30,7	56,6	42,7	-	44,4	45,1	-
1962/63 - 75/76	39,3	-	-	50,3	30,8	56,3	42,4	45,0	45,6	44,5	50,2
1952/53 - 56/57	-	56,4	50,5	56,2	-	-	-	-	-	-	-

en maklik identifiseerbaar, maar stem nie noodwendig met ondergrondse waterskeidings ooreen nie. Die akkuraatheid van die waterskeidings is getoets deur neerslag-stroomvloei verhoudings van Opvanggebiede te vergelyk. Hierdie verhoudings word in Tabel 4.4 aangegee. Dit is gemiddelde verhoudings, gebaseer op rekords vir periodes waartydens plantbedekkings in die Opvanggebiede min of meer eenvormig was. Die volgende opmerkings geld na aanleiding van Tabel 4.4:

- (1) Neerslag-stroomvloei verhoudings van Opve. II en IV vergelyk goed met mekaar vir die periode 1949 tot 1956; daarom kan aanvaar word dat die langtermyn verhoudings van Opv. II ook ongeveer 51 persent sou wees indien hy nie bebos is nie.
- (2) Verhoudings van Opv. IV vergelyk ook goed met dié van Opv. III (48,6 persent) en met die 50,2 persent verhouding wat verkry word wanneer Opve. V & VI se neerslag en stroomvloei saamgevoeg en die twee as een opv. beskou word.
- (3) Opve. VIII tot X vorm 'n aparte groep met verhoudings van respektiewelik 42,4, 45, 45,6 en 44,5 persent. Die rede vir die verskil tussen die twee groepe lê waarskynlik in die verskillende grade van dampverlies.
- (4) Dit kan aanvaar word dat die bogrondse waterskeidings van Opve. II, III, IV, VII, VIII, IX en X die ondergrondse skeidings goed verteenwoordig en dat die Opvanggebiede goed afgebaken is.

- (5) Die neerslag-stroomvloei verhoudings van Opve. I, V en VI dui op moontlike onakkurate grense. Hierdie moontlikheid word gestaaf deurdat die samevoeging van neerslag en stroomvloei van Opve. V en VI verhoudings op-lewer wat goed vergelyk met bv. Opv. IV. Die lae af-loop in Opv. I kan op hierdie stadium nie verklaar word nie.

Onakkurate waterskeidings veroorsaak dat die beraming van afloop in diepte oor die oppervlakte sydig is.

4.5 Topografiese eienskappe

Enkele topografiese eienskappe word in Tabel 4.3 opgesom. Oppervlaktes van die Opvanggebiede is verkry uit 1 : 5000 topografiese kaarte. Die gemiddelde hoogte bo seespieël is bereken volgens die metode van Wisler en Brater (1949):

$$E = \frac{\sum ae}{A}$$

waar a = die oppervlakte tussen gegewe kontoerlyne met 'n gemiddelde hoogte bo seespieël van e .

A = oppervlakte van die Opvanggebied.

Vir die bepaling van die hellingsfaktor is Horton se metode, soos beskryf in Wisler en Brater (1949), gebruik:

$$S = \frac{DL}{A}$$

waar D = die kontoerinterval

L = die totale lengte van die kontoerlyne

A = oppervlakte van die opvanggebied.

Die vormfaktor F.F. is bereken as:-

$$F.F. = \frac{\bar{W}}{L}$$

waar $\bar{W} = \frac{A}{L}$ (gemiddelde breedte)

L = lengte van die langste as van die opvang-
gebied

A = oppervlakte van die opv.
(Sien Wisler en Brater, 1949).

Die vormfaktor K is bereken as:-

$$K = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

waar A = oppervlakte in myl^2

P = omtrek van opvanggebied in myl.

Wat betref hoogte bo seespieël en helling kan die Opve.II, III en IV arbitrêr saamgegroepeer word as die hoër liggende Opvanggebiede met steil hange. Opve. I, VIII, IX en X kan as die laer liggende, minder steil Opvanggebiede gegroepeer word. Ten aansien van vorm is die Opvanggebiede baie homogeen.

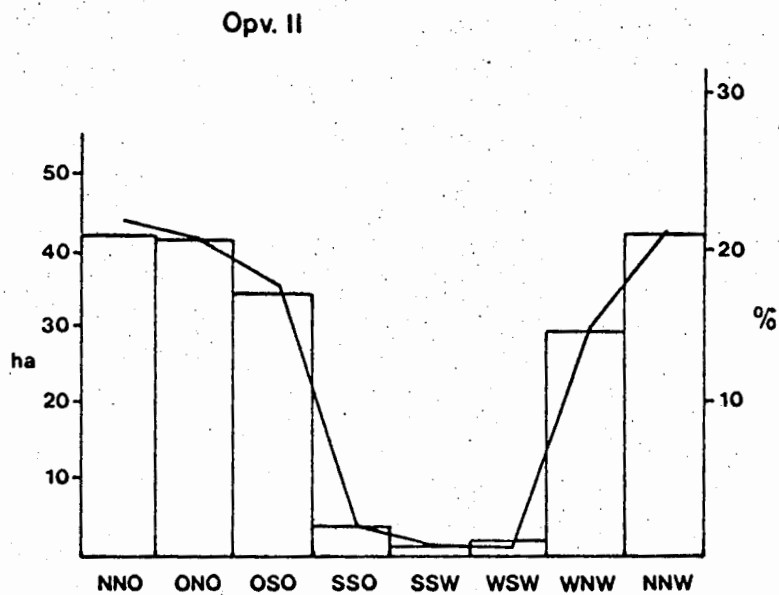
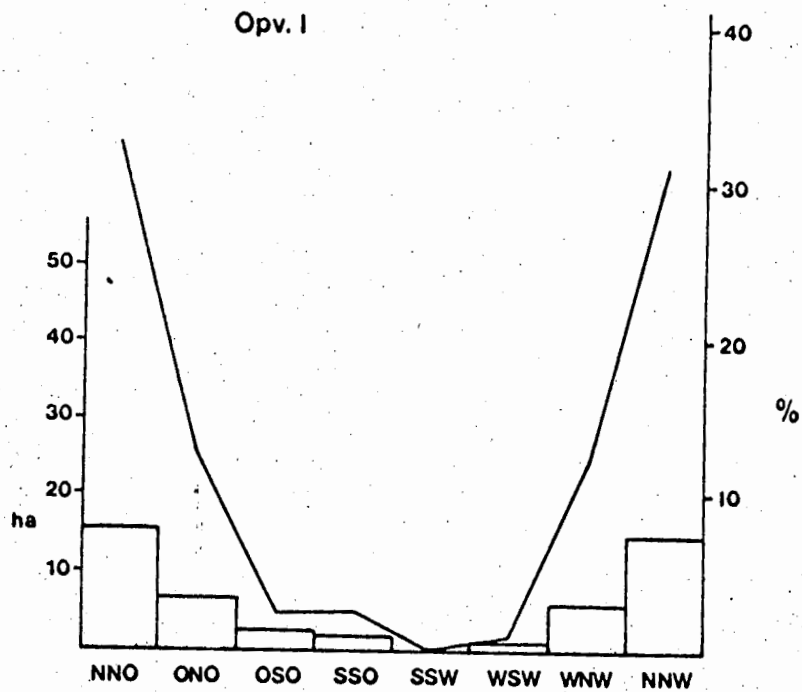
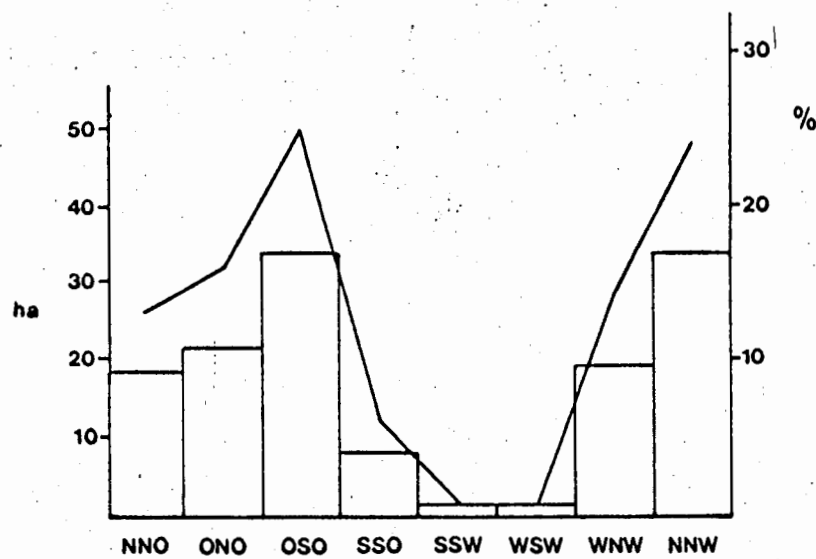


Fig. 4.1. Aspekverspreiding oor die Cathedral Peak opvanggebiede.

Opv. III



Opv. IV

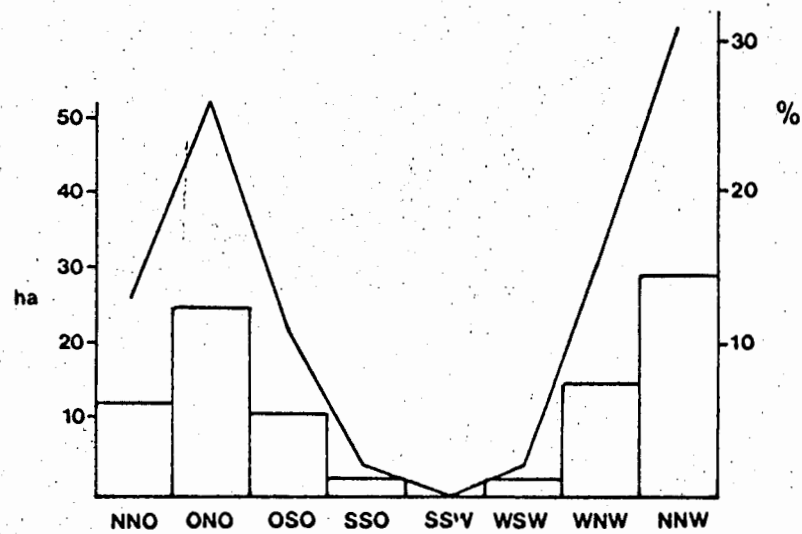


Fig. 4.1. Vervolg.

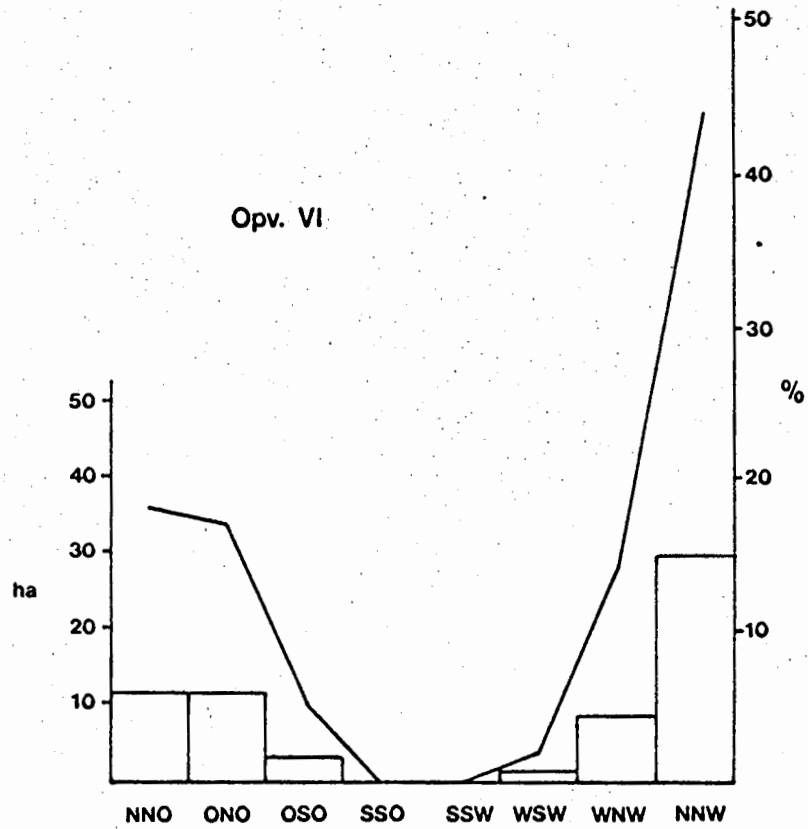
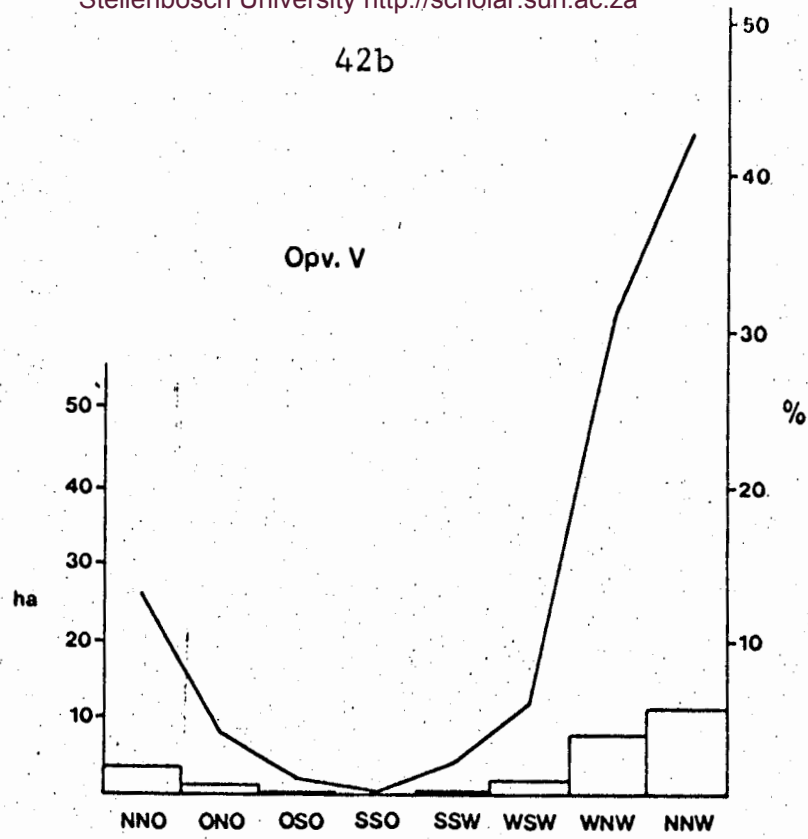


Fig. 4.1. Vervolg.

42c

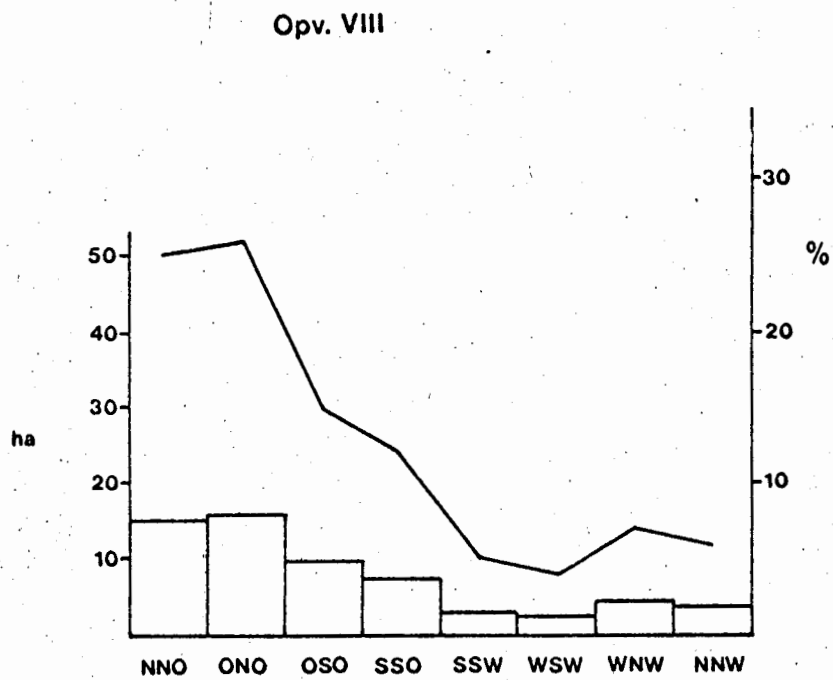
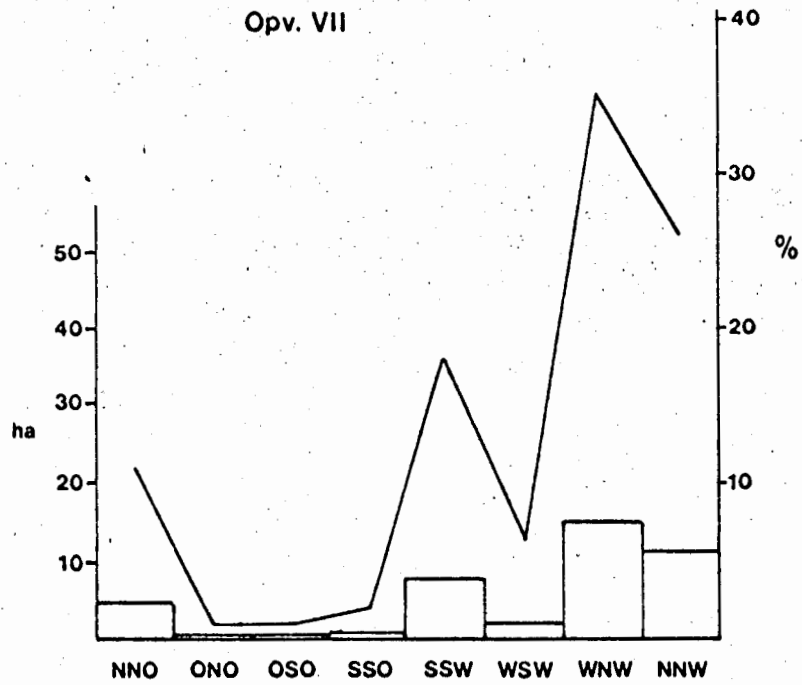


Fig. 4.1. Vervolg.

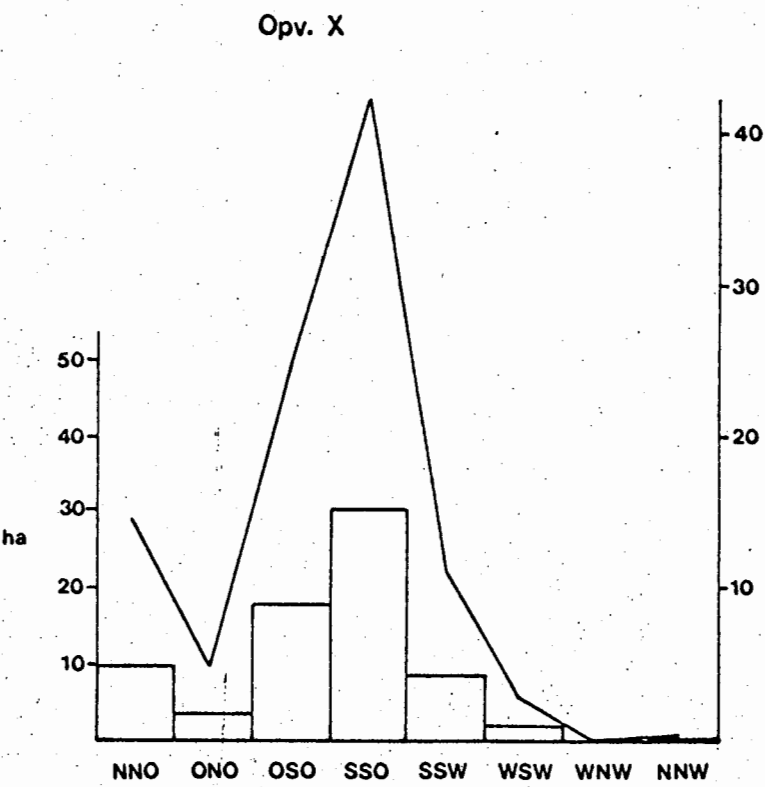
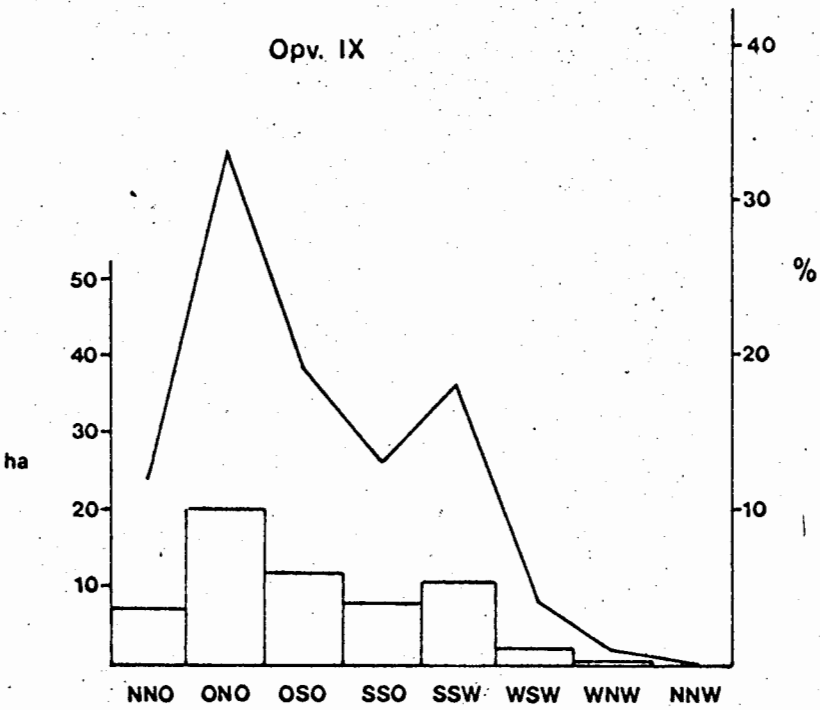


Fig. 4.1. Vervolg.

Aspek speel 'n belangrike rol in die energiebalans en gevolglike dampverliese. As agtergrond vir latere interpretasies is die Opvanggebiede noukeurig in verskillende aspekte opgedeel volgens die metode van Engeland (1971). Die verdeling van die aspek in elke Opvanggebied word in Fig. 4.1 in histogramvorm aangedui. In Opve. I en II domineer noord-oostelike en ook noord-westelike aspekte, Opve. III en IV het in vergelyking meer oostelike hange; terwyl Opve. V, VI en VII noord-westelik neig. Opv. VIII is oorwegend noord-oos georiënteerd, Opv. IX oos en Opv. X hoofsaaklik suid.

In dié Opvanggebiede is daar 'n oënskynlik geringe invloed van aspek op die afloopverhoudings. Daar is geen waarneembare korrelasie in neerslag-stroomvloeiverhoudings van opvanggebiede wat volgens dominerende aspekte gegroepeer is nie. Opve. VI en X, wat feitlik rug teen rug lê, illustreer die punt. Opv. VI het hoofsaaklik 'n noordelike (warm) aspek en X 'n suidelike, maar nogtans is die gemiddelde jaarlikse afloop in VI hoër as dié in X (751 mm teenoor 595 mm). Die verhouding tussen neerslag en stroomvloei soos in Tabel 4.4 aangegee word, staaf die opmerking. Selfs indien aanvaar word dat die grense van Opv. VI nie waterdig is nie en Opv. V en Opv. VI gesamentlik teenoor Opv. X gestel word, is die stroomvloei van die warm, noordelike hange nog groter as dié van koel suidelike hange, in teenstelling met wat verwag word. 'n Dominerende noordelike aspek behoort teoreties groter dampverliese

te hê as 'n dominerend suidelike aspek met soortgelyke plante-groei. Hierdie verskynsel kan op dié stadium nie verklaar word nie, maar dit is 'n baie duidelike eerste aanduiding dat die energiebalans in hierdie Opvanggebiede waarskynlik minder belangrik is in die regulering van stroomvloei in hierdie Opvanggebiede. Dit verdien verdere ondersoek.

4.6 Die veranderlike bronarea (variable source area)

Hierdie term is deur Hewlett (1961) geïnisieer. Die veranderlike bronarea (VBA) hipotese vervang die teorie dat vloedwater afkomstig is van oppervlakte-afloop oor die hele opvanggebied sodra die reënval intensiteit die infiltrasietempo van die grond oorskry. Die VBA begrip word volledig verduidelik in Hewlett & Troendle (1975). Kortliks kom dit daarop neer dat oppervlakte-afloop slegs op nou stroke met versadigde voggehalte voorkom. Hierdie versadigde gebiede (VBA) kom gewoonlik langs riviere en in gebiede met vlak grond voor. Dit brei uit en krimp soos 'n opvanggebied benat word en weer uitdroog - vandaar die veranderlikheid. Uitbreiding van die veranderlike bronarea manifesteer ook in die verlenging en uitbreiding van die strome.

Die direkte toevoer van water tot stroomvloei gedurende 'n reënbui kan 'n aanduiding gee van die grootte van die bronarea. Die grootte van die bronarea kan op sy beurt weer 'n aanduiding gee van die mate waarin 'n opvanggebied vloedwater kan reguleer.

'n Relatiewe klein VBA in 'n opvanggebied dui oor die algemeen op 'n groot opgaringskapasiteit en 'n groot VBA sal vloedvolumes relatief groot tot syferwater veroorsaak.

Om opvanggebiede aan 'n ondersoek in dié verband te onderwerp, beteken dat sekere komponente van stroomvloei gemeet moet word. In die VBA begrip word nie onderskei tussen oppervlak-teafloop, vlakvloei, direkte vloei en syferwater nie, maar wel tussen snelvloei (quick flow) en vertraagde vloei (delayed flow). Die onderskeiding van die twee komponente kan deur hidrogramanalise gedoen word. Die metodiek vir 'n akkurate skeidingsproses is egter nog een van die onopgeloste probleme. Hewlett (1967) het 'n metode voorgestel waardeur 'n eenvoudige wiskundige beginsel gebruik word om die twee komponente te skei. Volgens hierdie metode word 'n lyn vanaf die begin van 'n storm teen 'n konstante helling van $0,33 \text{ m}^3 \text{ min}^{-1} \text{ km}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ geprojekteer tot waar dit die dalende been van die vloed sny. Hierdie lyn verdeel die vloed in snelvloei en vertraagde vloei. Die voordeel van hierdie metode is dat dit 'n konsekwente objektiewe manier van skeiding is en tot 'n mate vergelykende studies moontlik maak. Hierdie metode word oor die hele wêreld en ook in Suid-Afrika gebruik. Die hidrogramme wat vir hierdie studie ontleed is, is gedoen volgens 'n metode wat deur die Departement van Bosbou gebruik word en lê meer klem op akkurate volume bepaling, al is dit op 'n subjektiewe wyse. 'n Beskrywing van die metode word deur Nänni (1956) gegee. In

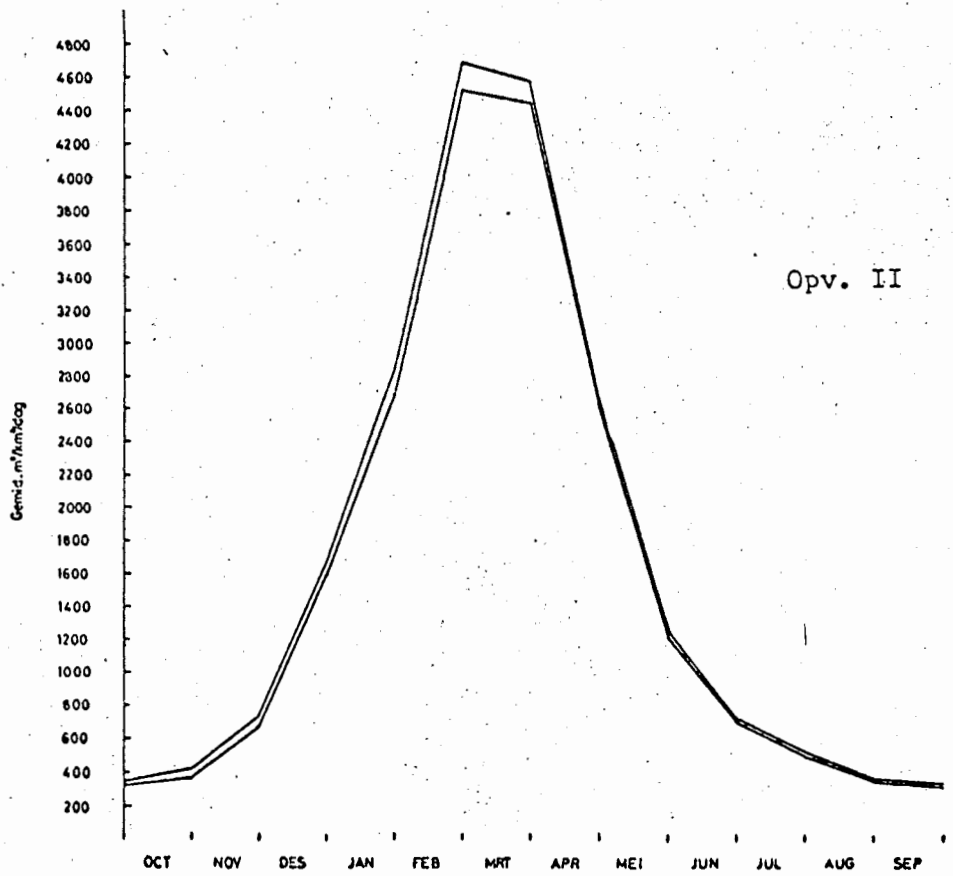
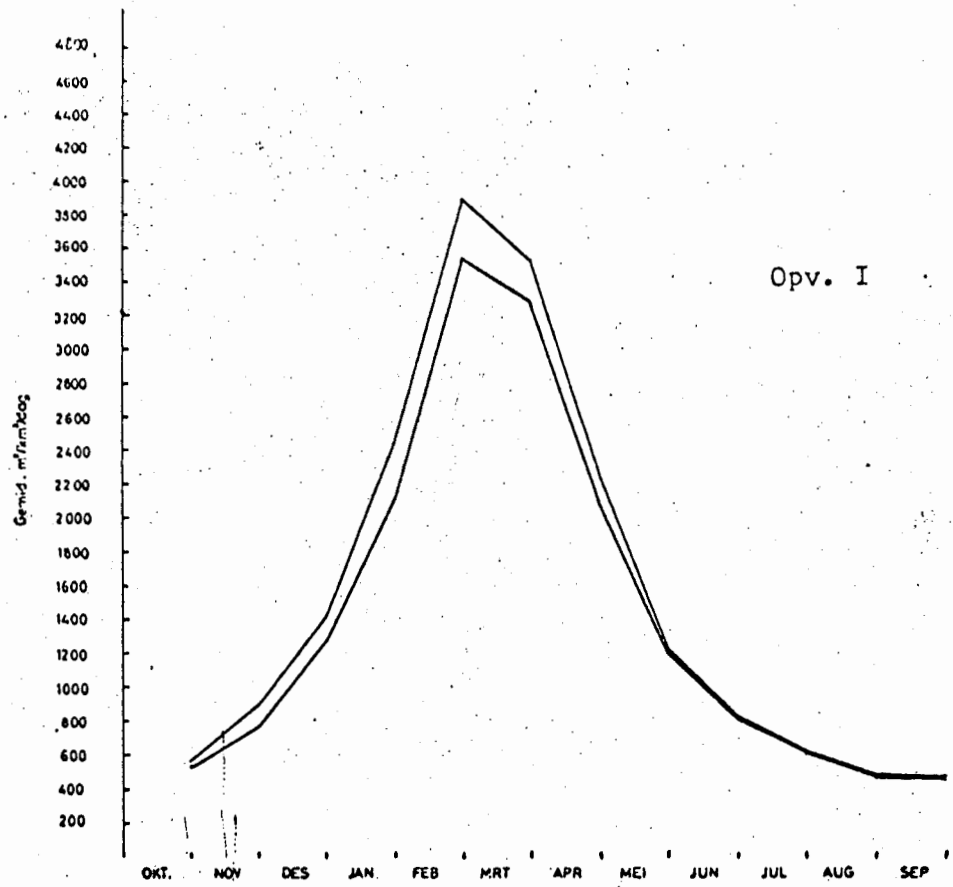


Fig. 4.2. Gemiddelde daaglikse stroomvloeï en vertraagde vloeï van die Cathedral Peak opvanggebiede.

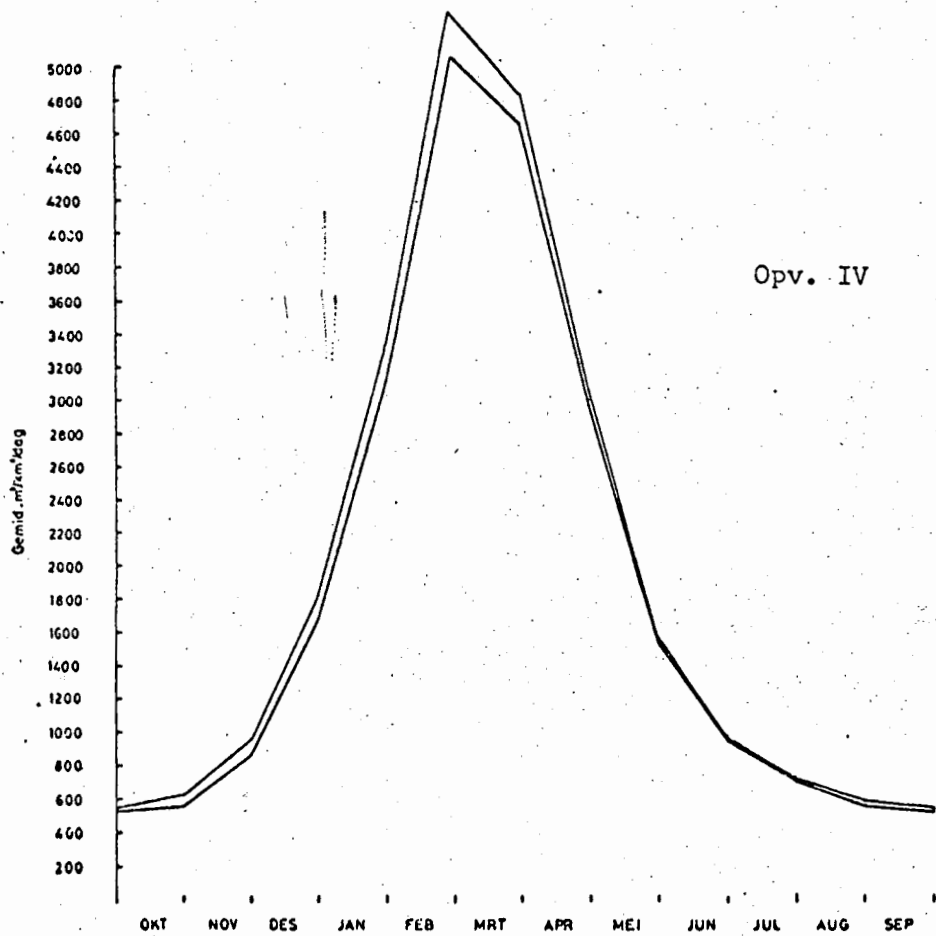
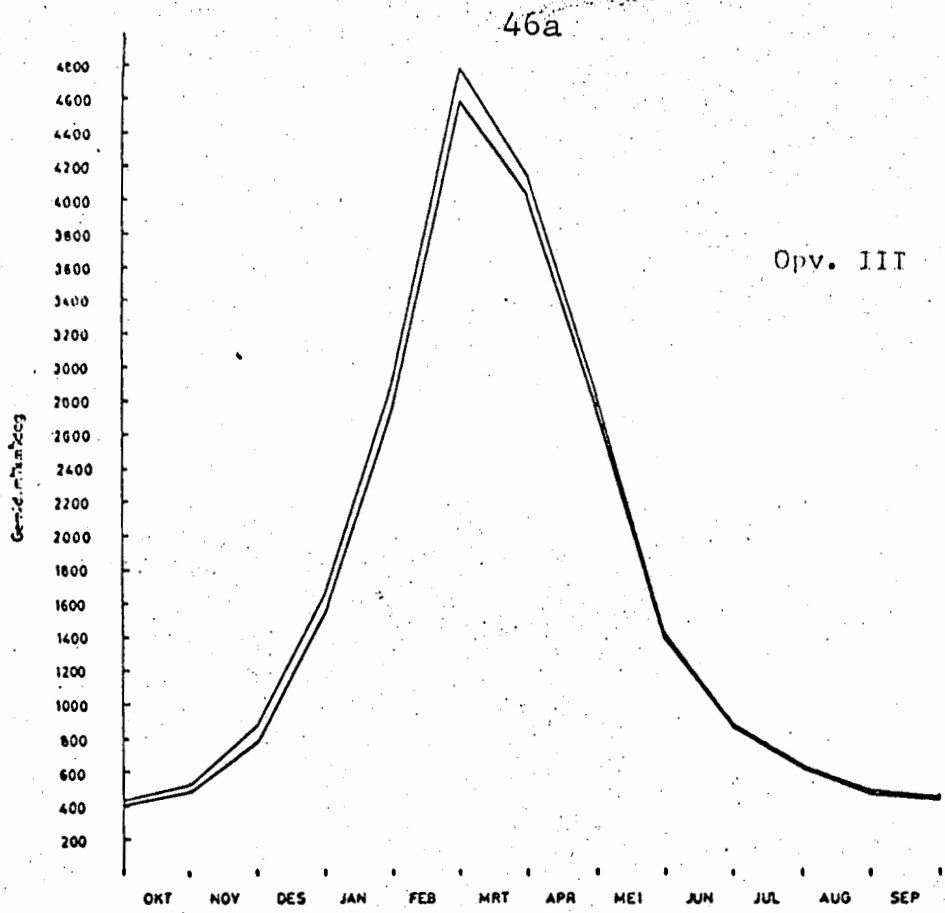


Fig. 4.2. Vervolg.

46b

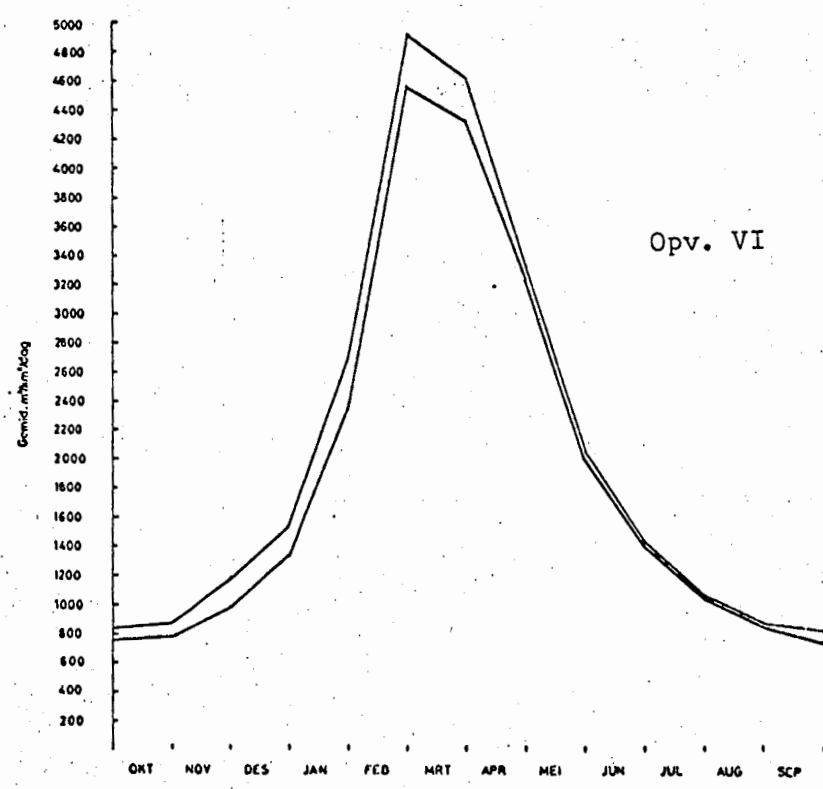
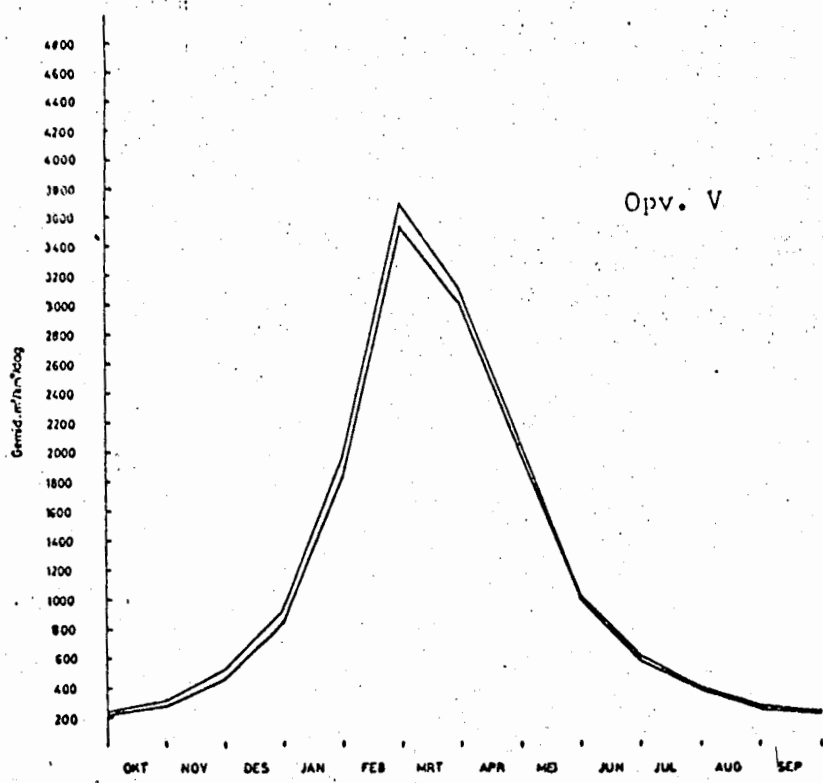


Fig. 4.2. Vervolg.

46c

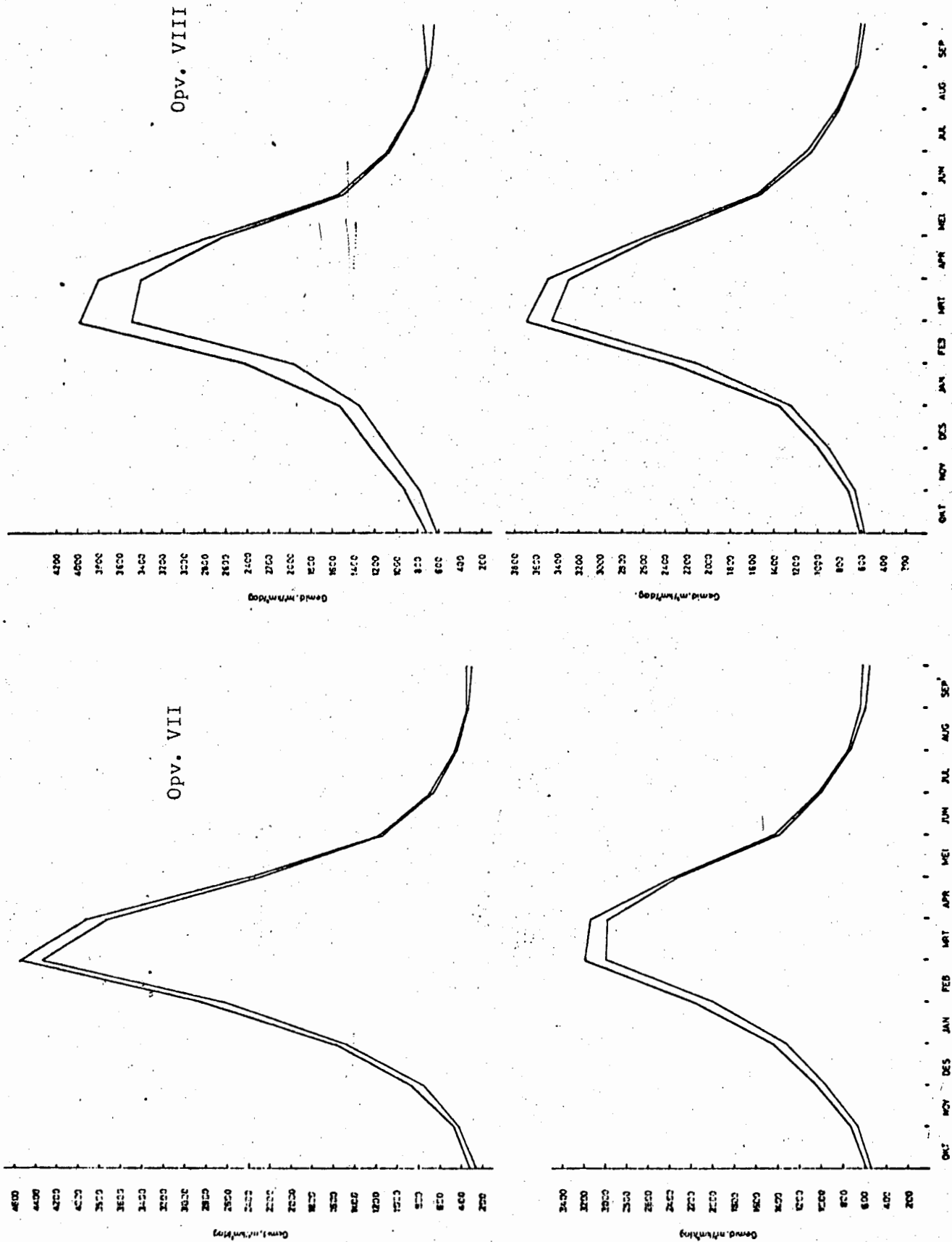


Fig. 4.2. Vervolg.

die ontleding van hidrogramme van Cathedral Peak mag daar dus inkonsikwensie in tydsverloop voorkom. Die vergelyking van Opvanggebiede met mekaar is egter konsekwent in dié opsig dat hidrogramme van alle Opvanggebiede, vloed vir vloed saam ontleed en met mekaar vergelyk is.

Gemiddelde daaglikse stroomvloei en vertraagde vloei per km^2 word in Fig. 4.2 gegee. Gemiddelde daaglikse snelvloei kan hieruit afgelei word. Die volgende opmerkings geld:

- (1) Die VBA in al die Cathedral Peak Opvanggebiede is klein. Snelvloei maak ongeveer 4.3 persent van jaarlikse stroomvloei uit; soos blyk uit gegewens van Opv. IV wat as kontrole-opvanggebied beskou word. Dit impliseer dat die Opvanggebiede oor die algemeen hoë opgaringskapasiteit het.
- (2) Die variasie in die grootte van die VBA is baie beperk. In Opv. IV wissel die gemiddelde daaglikse bydrae van snelvloei tot totale stroomvloei van 0,3 persent tot 10,9 persent. Dit impliseer dat die Opvanggebiede goeie beheer oor vloede het.
- (3) Dit blyk uit Fig. 4.2 dat Opve. I en VIII groter VBA's het en dat die krimping van die VBA's nie so skielik plaasvind nie. Dit kan daaraan toegeskryf word dat hierdie Opvanggebied minder steil is of dat die grondsoort in die onmiddellike omgewing van die strome die grootte van die VBA bepaal. Daar is bv. die moontlikheid dat die VBA beperk is tot Katspruit en Champaign

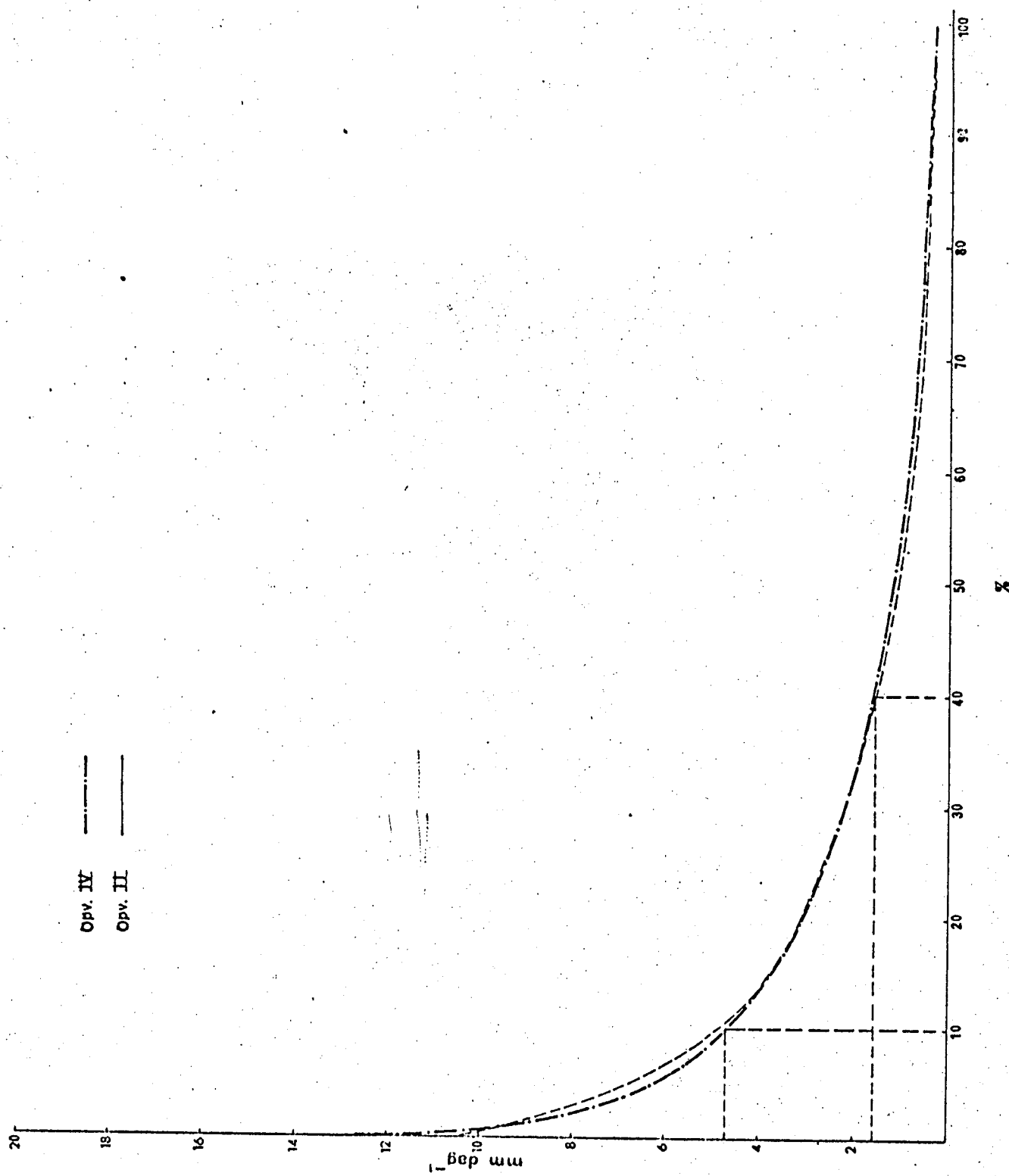


Fig. 4.3. Duurtekronne vir die periode 1949 tot 1978 van twee Cathedral Peak opvanggebiede.

Series en Opve. I en VIII het relatief groot areas van bogenoemde series.

- (4) Topografies vergelyk Opve. II en III goed met Opv. IV. Opve. II en III is egter bebos en dit is opmerklik dat selfs die 28 jaar oue bome van Opv. II geen dramatiese uitwerking op die VBA gehad het nie. As die Opvanggebiede klein opgaringskapasiteite en minder poreuse gronde gehad het met lae infiltrasie-kapasiteite sou die bome waarskynlik in staat gewees het om die strome tydelik op te droog. Bebossing van hierdie opvanggebiede het nie die snelvloei/totale vloei verhouding beïnvloed nie en daarom ook nie die beheer wat die opvanggebied op water-lewering uitoefen nie.

4.7 Duurtekromme

Die stroomvloei-duurtekromme is 'n goeie aanduider van die opgaringskapasiteit van 'n opvanggebied. Gemiddelde duurtekrommes vir Opve. II en IV is bereken deur daaglikse stroomvloei vir die periode 1949 tot 1978 te rangskik in volgorde van grootte vir elke jaar. Die rekenkundige gemiddelde vir elkeen van die 365 posisies is bereken en die resultaat in Fig. 4.3 weergegee. Daar is 'n treffende ooreenkoms tussen die kurwes van 'n bebosde en onbebosde opvanggebied wat daarop dui dat die fisiese eienskappe van hierdie opvanggebiede van so 'n aard is dat plante-groeibehandelings die beheer wat die opvanggebiede oor hulle

reënwater uitvoer min beïnvloed.

Volgens Fig. 4.3 het beide Opvanggebiede gedurende tien persent van die jaar 'n afloop hoër as ongeveer $4,7 \text{ mm dag}^{-1}$. Vir 60 persent van die jaar lewer beide 'n afloop van tussen $0,23 \text{ mm}$ en $1,5 \text{ mm dag}^{-1}$. Die vorm van hierdie kurwe versterk die hipotese dat die verweerde moedergesteente van die Opvanggebiede die water stadig en geleidelik, maar tog volledig, deurlaat.

4.8 Responsiefaktore

Hewlett (1967) het die gebruik van 'n eenvoudige responsiefaktor voorgestel om die beheer wat opvanggebiede op die neerslag uitoefen, te klassifiseer.

Die responsiefaktor druk hy uit as $R_p = \frac{V}{P}$

$$\text{of ook } R_y = \frac{V}{P - E}$$

waar R_p en R_y = responsiefaktor

V = die totale hoeveelheid snelvloei oor 'n periode in mm, vanuit die opvanggebied

P = bruto neerslag op die opvanggebied (mm), oor dieselfde periode

E = die werklike dampverlies (mm) oor dieselfde periode.

Tabel 4.5: Responsiefaktore vir Cathedral Peak Opvanggebiede

Opvanggebied	I	II	III	IV	V + VI	VII	VIII	IX	X
Jare	26	29	25	28	25	23	24	14	22
R _p	0,028	0,013	0,014	0,022	0,012	0,022	0,045	0,022	0,023
SF	0,002	0,0009	0,001	0,001	0,001	0,002	0,005	0,002	0,002
R _y	0,072	0,043	0,038	0,044	0,039	0,033	0,090	0,051	0,053
SF	0,004	0,003	0,004	0,002	0,003	0,003	0,006	0,003	0,003

Volgens Hewlett (1967) sal elke opvanggebied waarby die mens nie inneng nie, hipoteties oor die langtermyn 'n eiesoortige gemiddelde responsiefaktor hê. Hewlett meen dat ses jaar 'n voldoende periode is om so 'n gemiddelde vas te stel.

In Tabel 4.5 word die twee responsiefaktore van alle Cathedral Peak Opvanggebiede opgesom. R_y is hier bereken met die aanname dat $P - E$ vir 'n spesifieke periode gelyk is aan totale stroomvloei soos gemeet aan die onderpunt van die opvanggebied. Die opvanggebiede het lae responsiefaktore in vergelyking met Coweeta en ander opvanggebiede in die VSA. Vier en twintig klein opvanggebiede in die Oostelike VSA het gemiddelde R_y waardes van 0,23 gegee wat wissel tussen ,06 tot 0,86 en 'n gemiddelde R_p waarde van 0,10 en 'n variasiebreedte van 0,02 tot 0,34. (Woodruff & Hewlett, 1970). R_p waardes vir Bosboukloof en Langrivier in Jonkershoek is gemiddeld 0,02 en 0,25 respektiewelik. Opv. VI by Witklip het 'n benaderde R_p van 0,04 en die Makobulaan opvanggebiede R_p 's van $\pm 0,02$.

Die Cathedral Peak syfers is nie in alle opsigte vergelykbaar met dié van Amerika nie omdat die metodes van hidrogramanalise verskil. Toetsing van die verskillende metodes op die Cathedral Peak Opvanggebiede het egter getoon dat die Cathedral Peak metode eerder 'n liberale afwyking van dié van Amerika is, d.w.s. as die Amerikaanse metode gebruik is, sou selfs kleiner waardes vir R_p en R_y verkry gewees het.

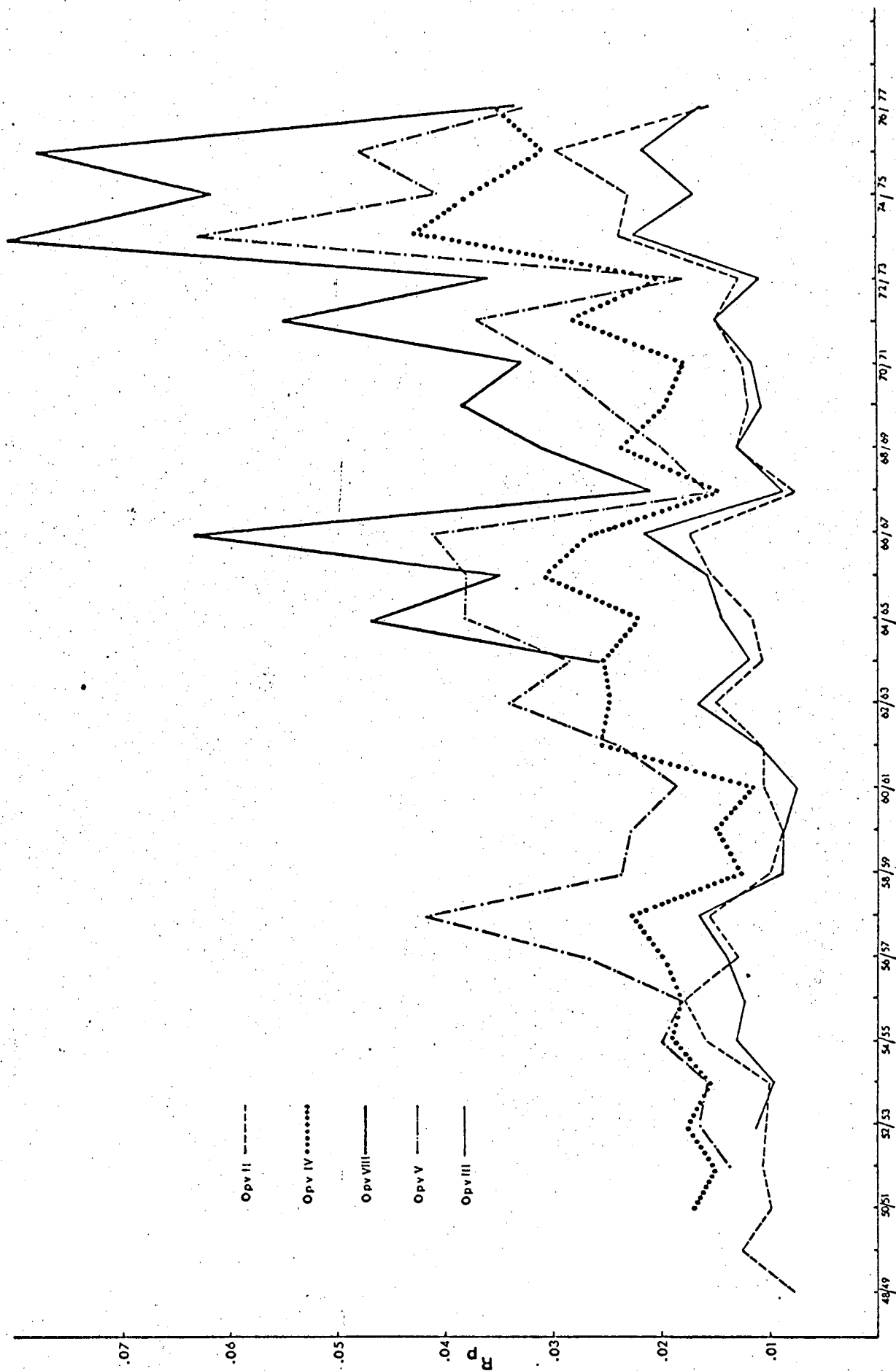


Fig. 4.4. Responsiefaktore van Cathedral Peak opvanggebiede.

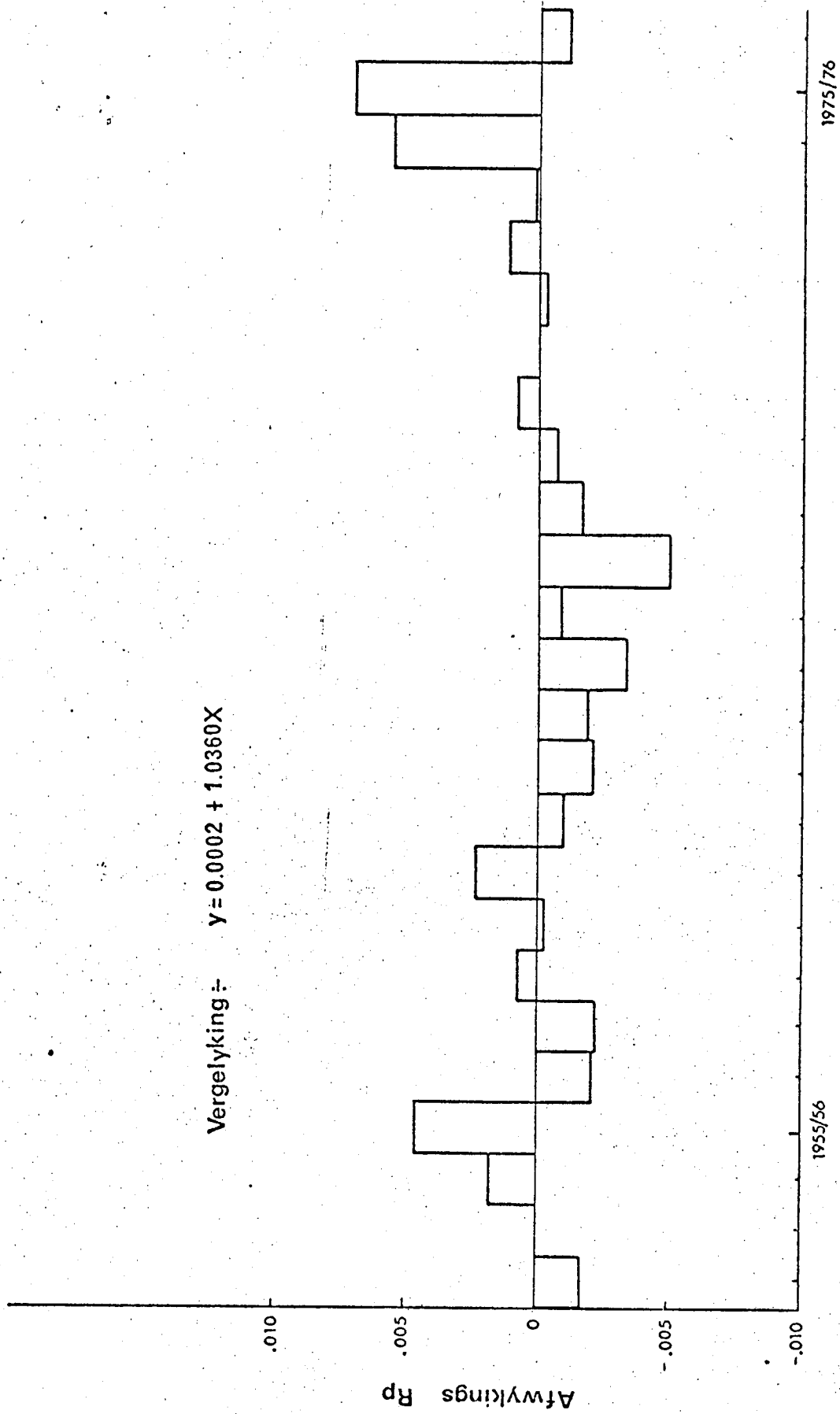


Fig. 4.5. Afwykings vanaf die regressie wat die responsiefaktor van Cpv. II uitdruk in terme van die responsiefaktor van Cpv. III.

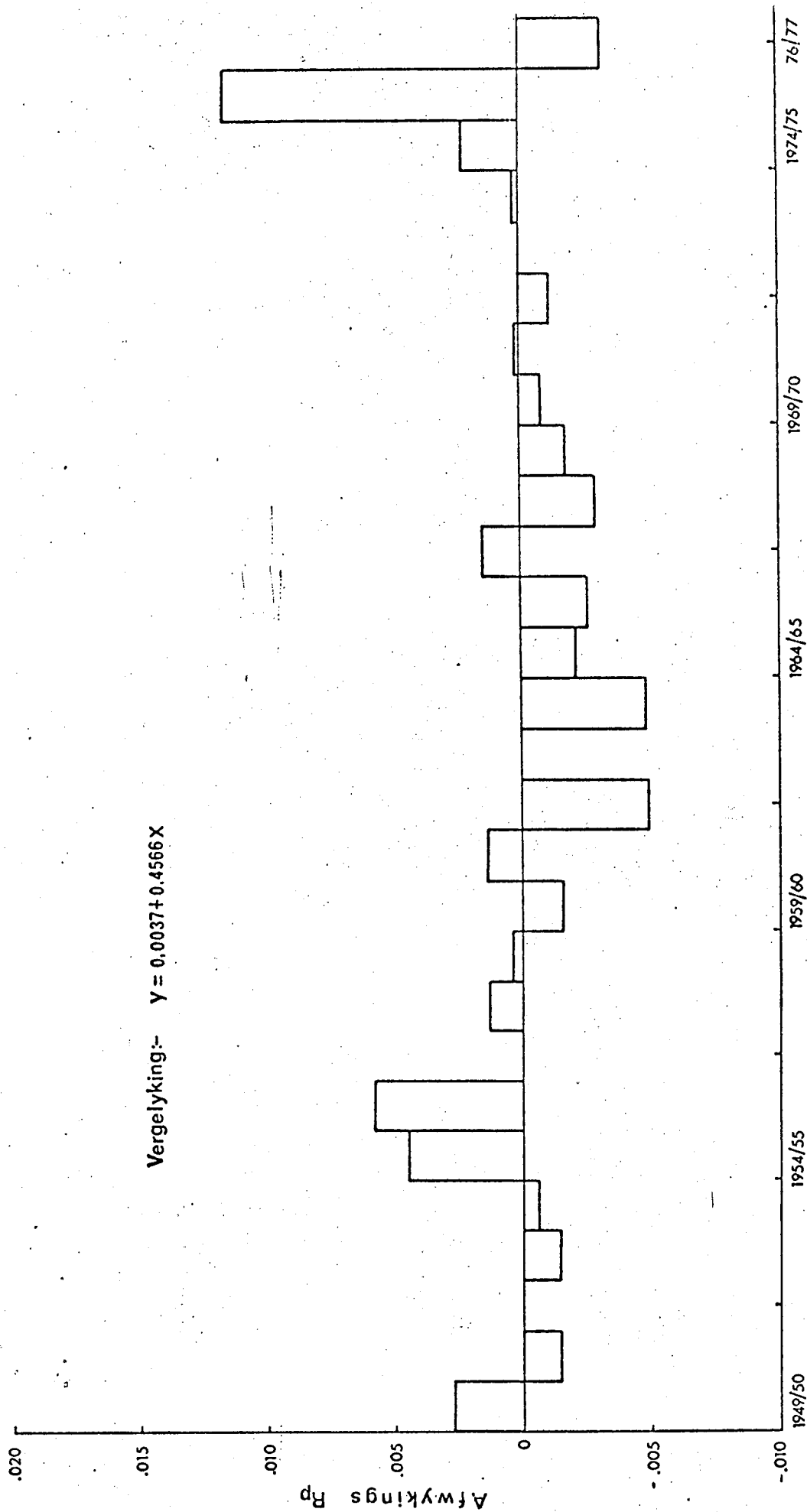


Fig. 4.6. Afwykings vanaf die regressie wat die responsiefaktor van Opv. II uitdruk in terme van die responsie= faktor van Opv. IV.

Woodruff & Hewlett (1970) het sonder sukses probeer om die responsiefaktor aan die morfologie van opvanggebiede te koppel. Hulle slotsom was dat die responsiefaktor en sy gepaardgaande implikasies soos onder andere vloedpotensiaal, nie deur morfologiese eienskappe van die opvanggebied voorspel kan word nie. Hulle het egter tog gevind dat responsie hoofsaaklik afhang van die poreusheid van die gesteente in die opvanggebied en dus noue verband het met geologiese homogeniteit op bv. streeksvlak. Ondeurdringbare grondoppervlaktes beïnvloed die responsiefaktor grootliks. Die relatiewe groot hoeveelheid kranse in Langrivier is bv. waarskynlik verantwoordelik vir die hoë responsiefaktor.

Die volgende opmerkings kan van die Cathedral Peak Opvanggebiede gemaak word:

- (1) Reënval speel nie 'n noemenswaardige rol in die variasie van die responsiefaktore nie. Om dit te toets, is die afwykings van jaarlikse totale reënval vanaf die langtermyn gemiddelde ($P - \bar{P}$) gekorreleer met die afwyking van die jaarlikse responsiefaktor vanaf die langtermyn gemiddelde ($R_p - R_{\bar{p}}$); geen verband kon tussen dié veranderlikes gevind word nie. Dieselfde geld vir korrelasies tussen ($P - \bar{P}$) en ($R_y - R_{\bar{y}}$).
- (2) Plantegroeibehandeling het ook nie 'n beduidende invloed op die jaarlikse responsiefaktor nie. Fig. 4.4 toon die ooreenkoms in jaarlikse responsiefaktore van die twee

beboste opvanggebiede (II en III) met die grasveld Opv. IV. 'n Regressieontleding is toegepas om die verband tussen responsiefaktore van hierdie drie opvanggebiede te bepaal. Die steekproef parameters is soos volg:

Opve. vergelyk	Korr. koëf.	B_0	B_1	R^2
II vs III	0,8405	0,0002	1,0360	0,7064
II vs IV	0,7319	0,0037	0,4566	0,5357

Opv. II is as afhanklike veranderlike, en Opve. III en IV as onafhanklike veranderlike geneem. Daar is vir neigings getoets deur afwykings vanaf die regressie as 'n tydreeks te stip (Figure 4,5 en 4,6). In beide gevalle is geen neiging waarneembaar nie en daar kan dus aanvaar word dat die bome van Opve. II en III geen beduidende invloed op die responsiefaktor gehad het nie.

- (3) As aanvaar word dat reënval en plantebedekking geen invloed op die responsiefaktor het nie, kan die verskille in responsiefaktore soos uit Tabel 4.5 blyk, toegeskryf word aan fisiese eienskappe van die Opvanggebiede. As verder aanvaar word dat die geologiese basis van die Opvanggebiede eenvormig is, kan die verskille alleen aan topografiese eienskappe en die stroomnetwerk toegeskryf word. Dit is dus nie vergesog om te beweer dat Tabel 4.5 daarop dui dat die Opvanggebiede met minder steil hange groter responsiefaktore het en gevolglik

minder beheer oor stroomvloei het nie. Hierdie feit strook met die beginsel van die VBA aangesien die VBA in minder steil opvanggebiede waarskynlik 'n groter horisontale uitbreiding toon. Uitbreiding en inkrimping in platter Opvanggebiede sal ook gevoeliger wees vir reënval - soos gestaaf word deur die groter standaard foute van die platter Opvanggebiede (Tabel 4.5). Die stroomnetwerk hang natuurlik ten nouste saam met die VBA en responsiefaktor veral waar die waardes klein is. Daarom is dit moontlik dat 'n opname en beskrywing van die stroomnetwerk in opvanggebiede in die Drakensberg heelwat inligting oor die vloedresponsie in die spesifieke opvanggebied sal kan gee.

4.9 Opsomming

Alhoewel die Opvanggebiede in breë trekke goed met mekaar vergelyk, is daar klein verskille in sekere eienskappe wat in aanmerking geneem moet word wanneer behandelingsresultate geïnterpreteer word:

- (1) Opv. VI met sy oorwegend noordelike aspek het 'n hoër waterleweringsvermoë as in Opv. X met sy oorwegend suidelike aspek.
- (2) Reënvalverskille in die Opvanggebiede kan relatief groot wees op die korttermyn.
- (3) Die hoërliggende Opvanggebiede beheer die reënval, en gevolglik die vloedvolumes, beter as die laerliggende Op-

vanggebiede.

- (4) Chemiese ontleding van syferwater dui op variasie in die litologie van die basaltiese modergesteente in die Opvanggebiede.
- (5) Die kanaaleienskappe van die Opvanggebiede kan 'n groot rol speel in die vloedresponsie van die Opvanggebiede.
- (6) Al die Opvanggebiede het 'n hoë opgaringskapasiteit en goeie kontrole oor hulle waterbronne, wat hoofsaaklik aan die basaltiese verwerings- en waterbergingskappe toegeskryf word.
- (7) Dit blyk dat drastiese behandelings soos bebossing met Pinus patula weinig invloed op hierdie algemene eienskappe van die Opvanggebiede het.

5. DIE WATERKRINGLOOP

Hewlett en Nutter (1969) beskryf die waterkringloop soos volg:

$$P_g = (T + I_c + I_f + E_{s+w}) + Q + S \pm L + U$$

waar P_g = bruto neerslag

T = transpirasie

I_c = onderskepping deur kroondak

I_f = onderskepping deur bosvloer

E_{s+w} = verdamping vanaf die grond

Q = stroomvloei

S = wisseling in watervoorraad van die opvanggebied

L = lekke in of uit die opvanggebied

U = water wat in stroombeddings onder die grondoppervlakte uit die opvanggebied vloei

Dampverlies (evapotranspirasie, E_t) is $T + I_c + I_f + E_{s+w}$

5.1 Neerslag

5.1.1 Reënval

Neerslag in die Drakensberge kom hoofsaaklik in die vorm van reënval voor, maar ander vorme soos sneeu, dou en mis kan ook 'n rol speel in die waterkringloop en sal kortliks bespreek word. Om akkurate kwantitatiewe beramings van reënval te kan maak, is noukeurige meting in ruimte en tyd nodig.

5.1.1.1 Reënvalmeting

Akkurate reënvalmeting d.m.v. puntmonstering met reënmeters is 'n veelbesproke probleem (Bruce & Potter, 1957; Rodda, 1967; Green, 1969; Wicht, et al, 1969; Rodda, 1970). Reënmeters van verskillende soorte wat op verskeie wyses geïnstalleer is, word oor die wêreld gebruik. Neff (1977) het met reënmeters op verskillende hoogtes bo grondoppervlakte ge-eksperimenteer en gevind dat vir dieselfde meters op ongeveer dieselfde plek, maar verskillende hoogtes bo grondoppervlakte, verskille van 0 tot 75 persent in metings kan voorkom. Hy kom tot die gevolgtrekking dat reënmeters wat in putte, gelyk met die grondoppervlakte, geïnstalleer is, die minste deur wind beïnvloed word en die mees akkurate metings oplewer. Kelway (1975) gee 'n uitvoerige bespreking van al die probleme van reënvalmeting en Wiesner (1970) noem bv. die volgende bronne van foute wat ontstaan wanneer neerslag d.m.v. reënmeters ge-

meet word:

- (1) gebreke van die instrument;
- (2) sodanige ligging van instrumente, sodat hulle nie verteenwoordigend is van die gebied wat hulle dek nie;
- (3) ondoeltreffende en swak beplande reënmeter netwerk.

Baie van bogenoemde probleme, soos van toepassing op Cathedral Peak, is deur Schulze (1975, 1979) behandel. Hy maak van reënvalverspreidingsmodelle gebruik om die volume neerslag oor groot gebiede te bereken. Sulke modelle gee egter nie noodwendig meer akkurate neerslag beramings as byvoorbeeld die gebruik van rekenkundige gemiddeldes van metings by individuele meters nie, aangesien die reënvalmeting (waarop die modelle ook bereken is) in die eerste plek gebrekkig is. In hierdie studie word die klem gelê op 'n statistiese beskrywing van reënval en 'n vergelyking van die reënvaleienskappe in die verskillende opvanggebiede.

5.1.1.2 Normaliteit en homogeniteit

Van Lill (1976) het breedvoerig op die probleem van homogeniteit en normaliteit van reekswaardes van klimaatverskynsels op Jonkershoek ingegaan. Hy het getoon dat totale maandelikse en jaarlikse reënval in sommige gevalle normaal verdeel was, maar soms slegs ná transformasie.

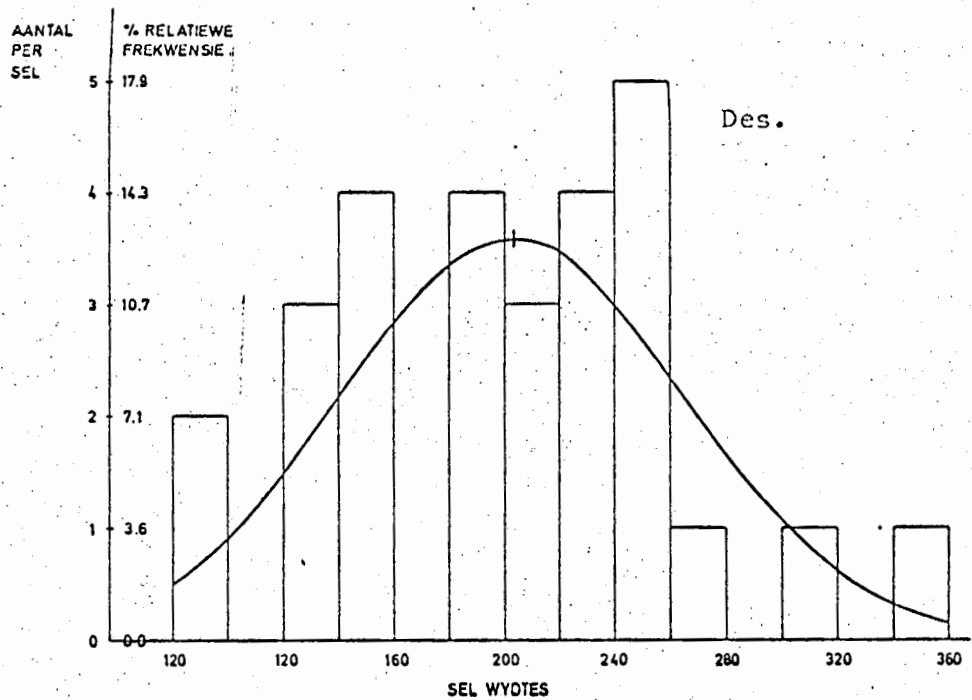
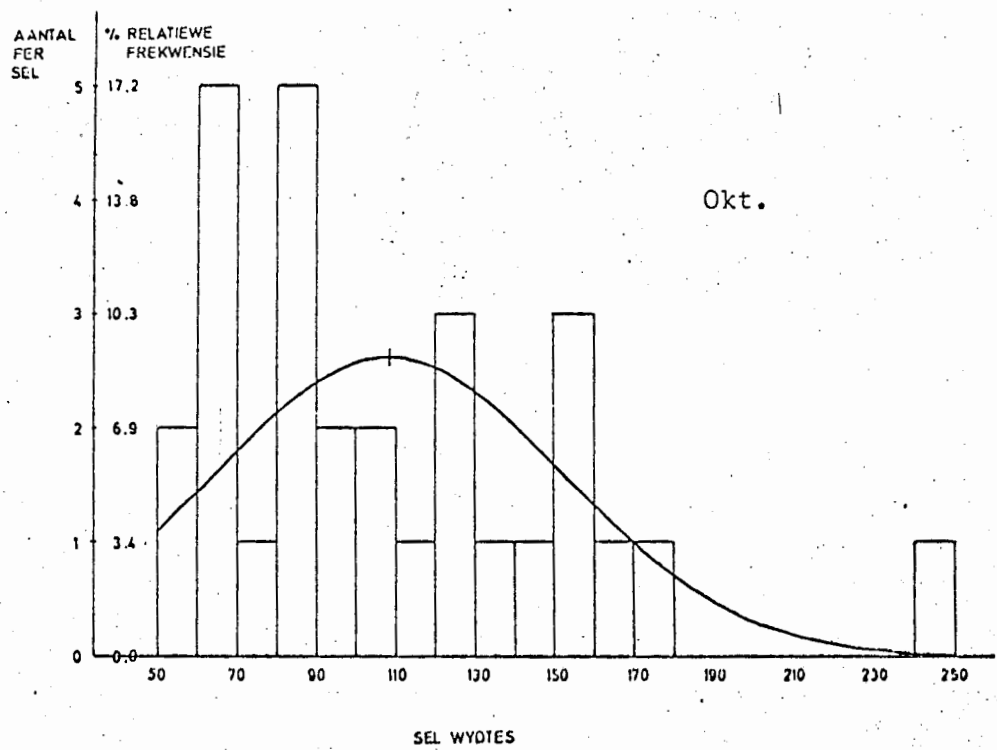


Fig. 5.1. Werklike frekwensieverdeling en normale verdeling van reënval by meter IV BR, Cathedral Peak.

62a

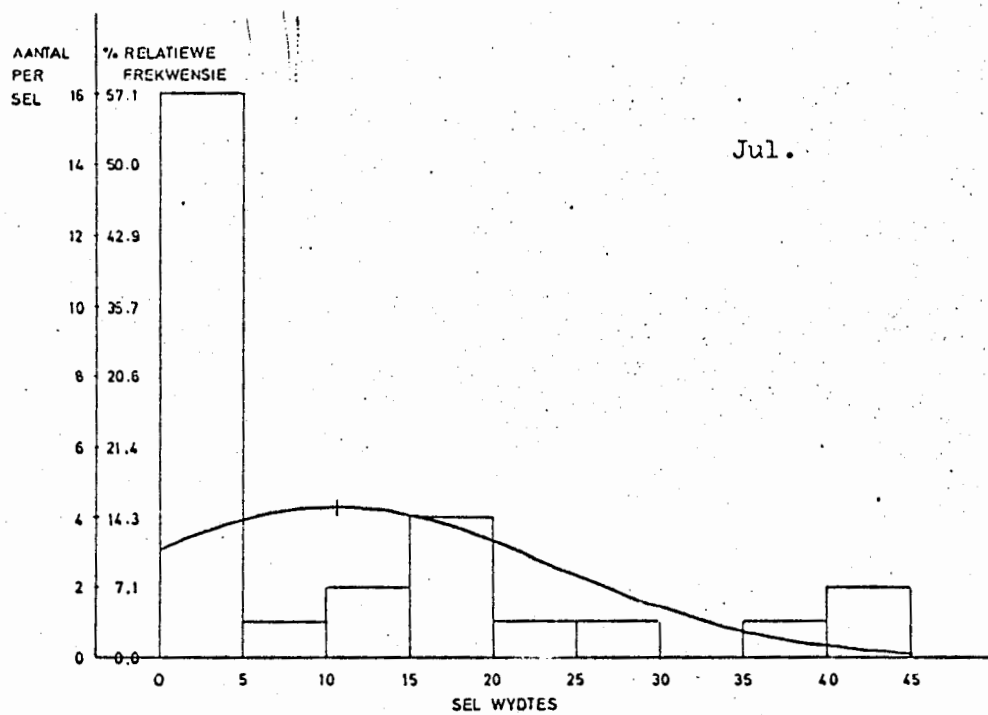
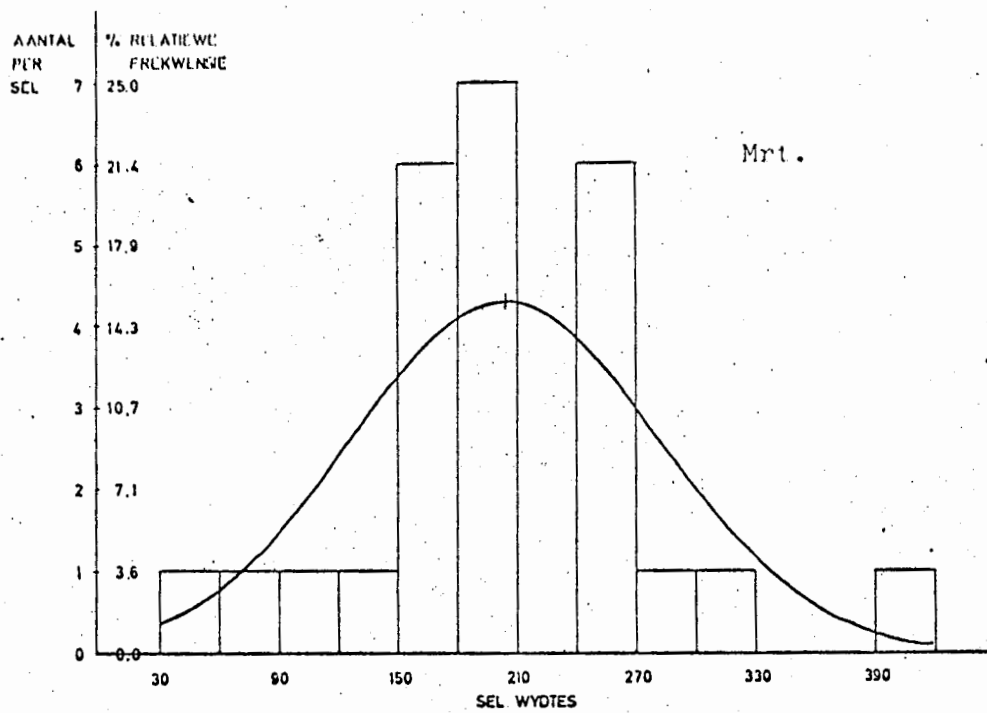


Fig. 5.1. Vervolg.

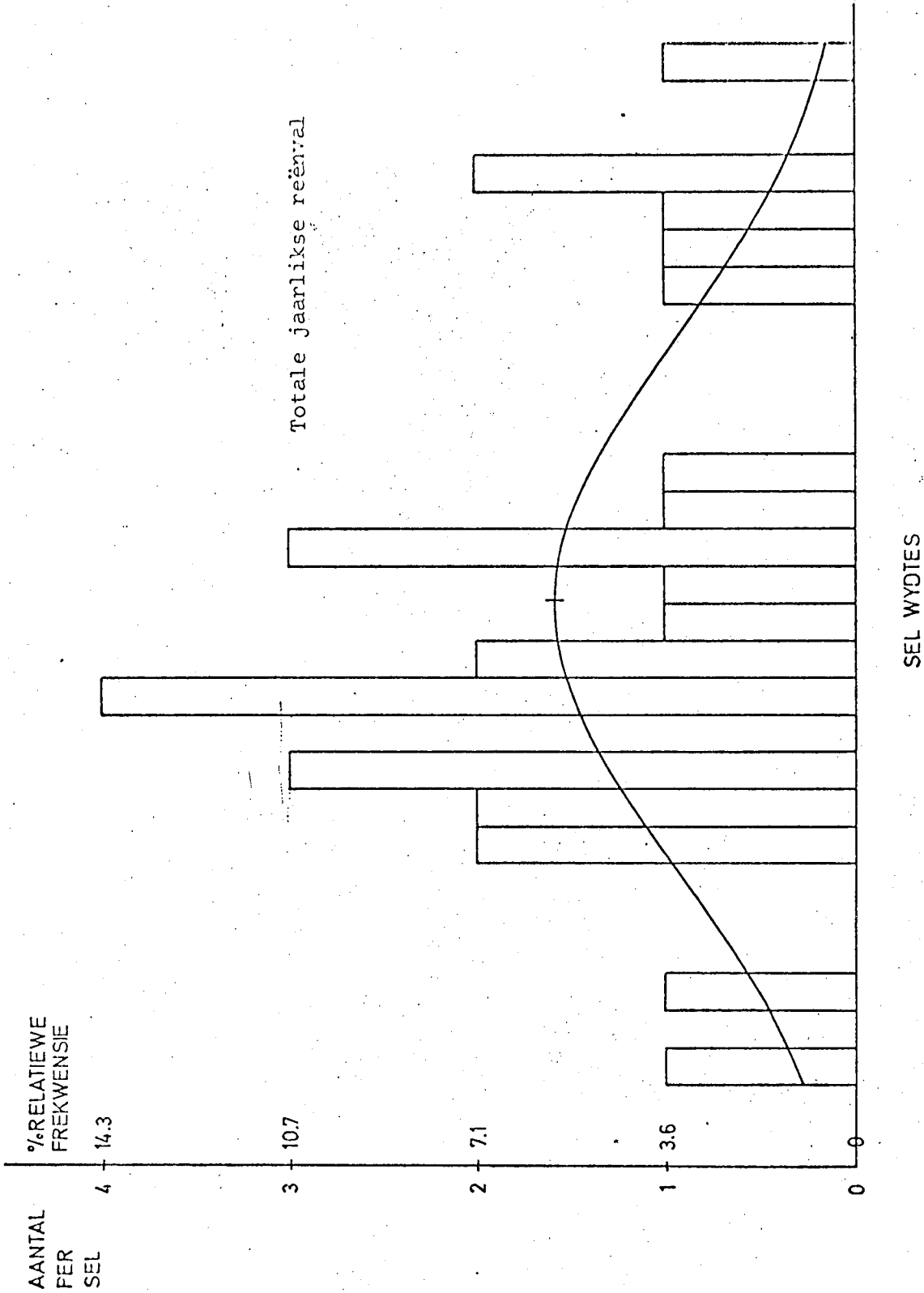


Fig. 5.1. Vervolg.

Reënmeter IV BR, wat sentraal geleë is en in die kontrole opvanggebied is, se waardes is gebruik om normaliteit van reënvalwaarnemings op Cathedral Peak te toets. In Fig. 5.1 word werklike frekwensieverdelings van totale jaarlikse reënval en totale maandelikse reënval vir Oktober, Desember, Maart en Julie teenoor normale verdelings gestel. Dit dien as 'n visuele voorstelling van die pasgehalte toets (Steel & Torrie, 1960). Die toetsstatistieke van die Shapiro-Wilk toets vir normaliteit (Shapiro & Wilk, 1965) word in Tabel 5.1 weergegee. Die gevolgtrekking is dat totale maandelikse reënval slegs gedurende November tot April normaal verdeel is. Totale jaarlikse reënval is normaal verdeel. Die implikasies van nie-normaliteit is dat die werklike vlakke van beduidenheid in statistiese ontledings van die data groter of kleiner is as dié wat in standaard tabelle gegee word. Dit is dus belangrik om die resultate van Tabel 5.1 in gedagte te hou wanneer van vertrouensintervalle gebruik gemaak word vir reënvalontledings in die Opvanggebiede.

Die homogeniteit van reënvalwaarnemings in die Cathedral Peak Opvanggebied is getoets deur kumulatiewe jaarlikse reënval van elke meter teenoor die kumulatiewe gemiddelde van aanliggende reënmeteers te stip; dit is sg. dubbelmassakurwes wat algemeen gebruik word vir die bepaling van die homogeniteit van 'n reeks waarnemings (Kohler, 1945; Van Lill, 1976). Vergelykings is gedoen soos in Tabel 5.2 uiteengesit en dubbelmassakurwes saamgestel. Na aanleiding van hierdie kurwes kan rekords van

TABLE 5.1 Shapiro-Wilk toetsing vir normaliteit in maandelikse en jaarlikse totale reënval soos gemeet by meter IV BR.

	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	Totaal	Kritiese waardes
Shapiro Wilk - t	0,8909	0,960	0,949	0,931	0,963	0,971	0,911	0,858	0,740	0,779	0,833	0,882	1,3923	
5% ver- trouenspeil	N	N	N	N	N	N	N	N	X	X	X	X	N	0,924
1% ver- trouenspeil	X	N	N	N	N	N	N	X	X	X	X	X	N	0,596

N = Normaal
X = Nie-normaal

TABEL 5.2: Uiteensetting van reënvalstasies en vergelykbare ander stasies waarvan die gemiddelde gebruik is in dubbelmassakurwes

		REÛNMETERS WAARMEE VERGELYK					
Reën-meter	Omgewing	Meter	Omgewing	Meter	Omgewing	Meter	Omgewing
I A	Gras	I CR	Gras	IV CR	Gras		
I CR	Gras	I A	Gras	IV CR	Gras		
II A	Gras	III A	Gras	IV A	Gras	IV BR	Gras
II BR	Dennebos	I A	Gras	II A	Gras	IV BR	Gras
II C	Dennebos	I A	Gras	I CR	Gras		
III A	Dennebos	II A	Gras	IV A	Gras	IV BR	Gras
III BR	Dennebos	IV BR	Gras	IV CR	Gras	I A	Gras
IV A	Gras	III A	Gras	V A	Gras	IV BR	Gras
IV BR	Gras	VI BR	Gras	IV CR	Gras	V A	Gras
IV CR	Gras	IV BR	Gras	VII CR	Gras		
V A	Gras	X A	Gras	VII A		VI BR	Gras
VI BR	Gras	IV BR	Gras	VII BR	Struik	VI CR	Gras
VI CR	Gras	IV CR	Gras	VI BR	Gras		
VII A	Gras	X A	Gras	VII BR	Struik	V A	Gras
VII BR	Struik	VII CR	Gras	VI BR	Gras	VII A	Gras
VIII A	Gras	VIII BR	Gras	VIII C	Gras		
VIII BR	Gras	IX A	Gras	VIII C	Gras		
VIII C	Gras	VIII BR	Gras	IX BR	Struik		
IX A	Gras	VIII BR	Gras	VII A	Struik		
IX BR	Struik	VIII C	Gras	VIII BR	Struik	IX A	Gras
IX CR	Struik	IX A	Gras	X C	Struik	VIII C	Gras
X A	Gras	VII A	Gras	V A	Struik	X C	Gras
X C	Gras	X A	Gras	IX CR	Struik	IX A	Gras

feitlik alle reën timers in die Opve. as homogene reekse beskou word: slegs klein afwykings in die dubbelmassakurwes het voorgekom by reën timers II BR, VIII A, IIA, VII BR, VIIA. Data van hierdie meters is aan nog 'n toets onderwerp waarvan die resultate later (para 5.1.1.7) beskryf word. Die lopies toets, soos beskryf deur Siegel (1956) is gebruik om die maandelikse reënval totale van meter IV BR (wat as kontrole beskou word) te toets. Die resultate word in Tabel 5.3 weergegee en toon dat die tydreeks van alle maande se reënval homogeen is.

5.1.1.3 Opvanggebiedneerslag

Om die gemiddelde volume van die neerslag in opvanggebiede te bereken vanaf die reën timer netwerk is 'n ingewikkelde probleem. Behalwe vir die standaardmetodes van berekening van oppervlakteverspreiding soos byvoorbeeld die Thiessen Polygon, en die metode van isohiëte en rekenkundige gemiddeldes, het verskeie persone vir dié doel gesofistikeerde modelle ontwikkel. Diskin (1969) het Monte Carlo studies voorgestel vir die berekening van Thiessen gewigte; Kwan, Riley & Amisal (1969) gebruik 'n interpolasiemetode om isohiëte saam te stel waarvan die tussenliggende oppervlakte geïntegreer word om reënvalvolume te gee; Chidley en Keys (1970) beskryf 'n metode waar polinoom-areas rondom reënvalstasies bereken en geïntegreer word; Clarke & Edwards (1972) maak gebruik van 'n variansieanalise om reënvalverspreiding te bereken; Akin (1971)

TABEL 5.3 r-Waardes van lopiestoets toegepas op maandelikse totale reënval by meter IV BR

O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	Grenswaardes
14	13	16	14	14	15	15	16	18	16	17	16	9 en 21
H	H	H	H	H	H	H	H	H	H	H	H	5 persent vertrouenspeil

H = Homogeen

TABEL 5.4 Variansie-analise om totale jaarlikse reënval van verskillende meters in elke opvanggebied te vergelyk

Opvanggebied	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Tussen Reënnetters										
S.K.	149889,3	814953,6	187514,0	388525,2	44045,4	48697,4	51990,0	17357,0	111753,6	446974,6
fg	1	2	1	2	2	2	2	2	2	3
G.K.	149889,3	407476,8	187514,0	194262,6	22022,7	24348,7	25995,0	8678,5	55376,3	148991,5
Binne Reënnetters										
S.K.	2006098,6	4799576,3	2791639,6	3433497,9	3267272,1	2946693,5	3017719,4	2348083,1	3041757,5	1943164,8
fg	52	82	52	81	80	69	69	39	66	43
G.K.	38578,8	58531,4	53685,3	42388,8	40540,9	42705,7	43735,0	60207,2	46057,2	40556,7
Totaal										
S.K.	2155988,0	5614529,9	2979153,6	3822023,1	3311317,5	2995391,0	3069709,5	2385440,1	3153511,1	2395139,5
fg	53	84	53	83	82	71	71	41	68	51
F	3,88(NS)	6,96**	3,49(NS)	4,58*	0,53(NS)	0,57(NS)	0,59(NS)	0,14(NS)	1,21(NS)	3,67(NS)

** Beduidende verskil by 1 persent vertrouenspeil

* Beduidende verskil by 5 persent vertrouenspeil

TABLE 5.5: Gemiddelde jaarlikse opvanggebiedreëval te Cathedral Peak

Opvang- gebied	I		II		III		IV		V		VI	
	ICR	IA	IIA	IICR	IIC	IIIA	IIIBR	IVA	IVBR	IVCR	VIA	VIBR
Gem. (mm)	1353,0	1458,4	1767,5	1576,3	1547,5	1623,2	1505,3	1522,2	1392,8	1366,6	1423,2	1392,8
K.V. (%)	14,2	13,7	13,6	16,0	14,8	14,8	14,7	13,3	15,0	14,9	13,4	15,0
S.F.	37,0	38,5	44,8	46,9	44,2	46,2	42,8	38,5	39,6	38,5	36,8	39,6
Gem. (mm)	1405,77		1634,12			1564,37		1427,28			1393,34	

Opvang- gebied	VI	VII				VIII			IX			X			
		VIIA	VIIIR	VICR		VIIIA	VIIIR	VIIIC	IXA	IXBR	IXCR	XA	XB	XC	XCR
Meter	VICR														
Gem. (mm)	1342,5	1370,7	1305,1	1342,5	1309,3	1260,3	1292,5	1312,0	1240,2	1217,6	1353,2	1585,3	1271,6	1498,7	
K.V. (%)	15,7	14,7	16,3	15,7	17,8	18,5	20,6	16,0	17,9	17,2	14,5	10,9	16,7	1,2	
S.F.	43,0	41,3	42,6	43,0	62,3	62,6	71,3	43,8	46,5	43,8	42,0	86,7	45,4	84,2	
Gem. (mm)	1340,13		1339,48			1287,4			1256,66				1427,2		

beskryf ook 'n metode wat verwant is aan elementêre beginsels wat gebruik word in "finite element analysis techniques", Edwards (1972) sowel as Schulze (1975) maak gebruik van "trend surface analysis". Schulze (1975) het breedvoerig ingegaan op hierdie probleem in die Cathedral Peak opvanggebiede. Wicht et al (1969) het regressiemodelle saamgestel vir die berekening van neerslagverspreiding op Jonkershoek. Vir die doel van hierdie studie is 'n area-wegingsmetode gebruik in gevalle waar die jaarlikse reënval van die verskillende meters in 'n Opvanggebied beduidend verskil het. Om die verskille in reënval by verskillende reënimeters te toets is jaarlikse totale reënval deur middel van 'n variansie-analise ontleed. Die resultate word in Tabel 5.4 gegee. Slegs in Opv. II is die verskil tussen reënimeters betekenisvol by 'n vertrouenspeil van een persent. Opv. IV se reënimeters het by 'n vertrouenspeil van vyf persent verskil. In beide gevalle toon die hoër liggende reënimeters hoër reënval aan. Daar is gevolglik besluit dat opvanggebiedneerslag in al die Opvanggebiede, behalwe Opv. II en IV bereken sal word as die rekenkundige gemiddelde van al die meters in die Opvanggebied. "Thiessen polygon" gewigte is vir Opv. II en IV bereken. Berekende opvanggebiedgemiddeldes word in Tabel 5.5 aangegee.

5.1.1.4 Maksimum daaglikse reënval

Die waarskynlikheid dat die reënval 'n sekere daaglikse maksimum sal oorskry, is vir elke maand afsonderlik volgens die "rank-

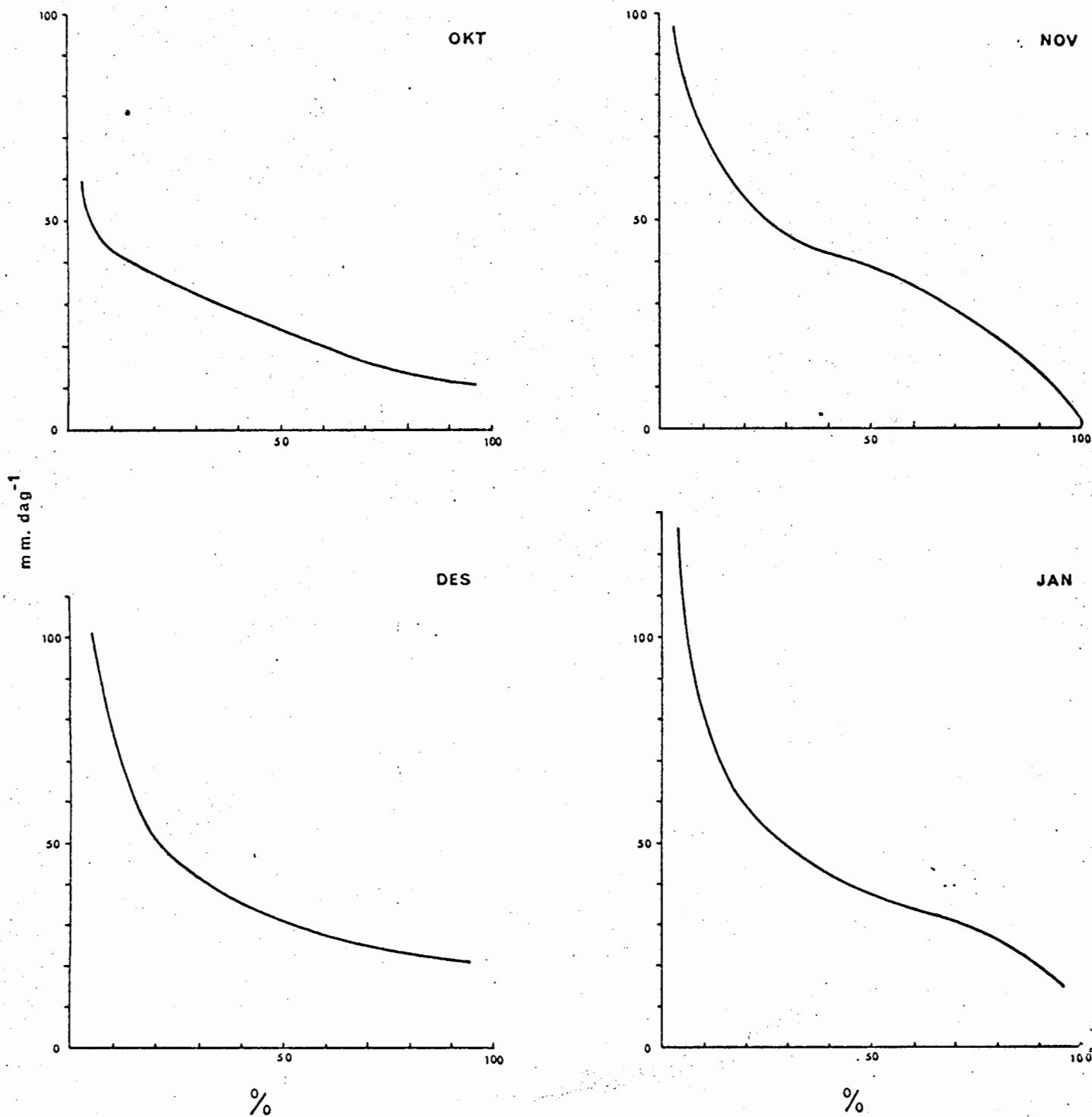


Fig. 5.2. Die waarskynlikheid van reënval van meer as 'n sekere maksimum hoeveelheid per dag in die Cathedral Peak Opvanggebiede.

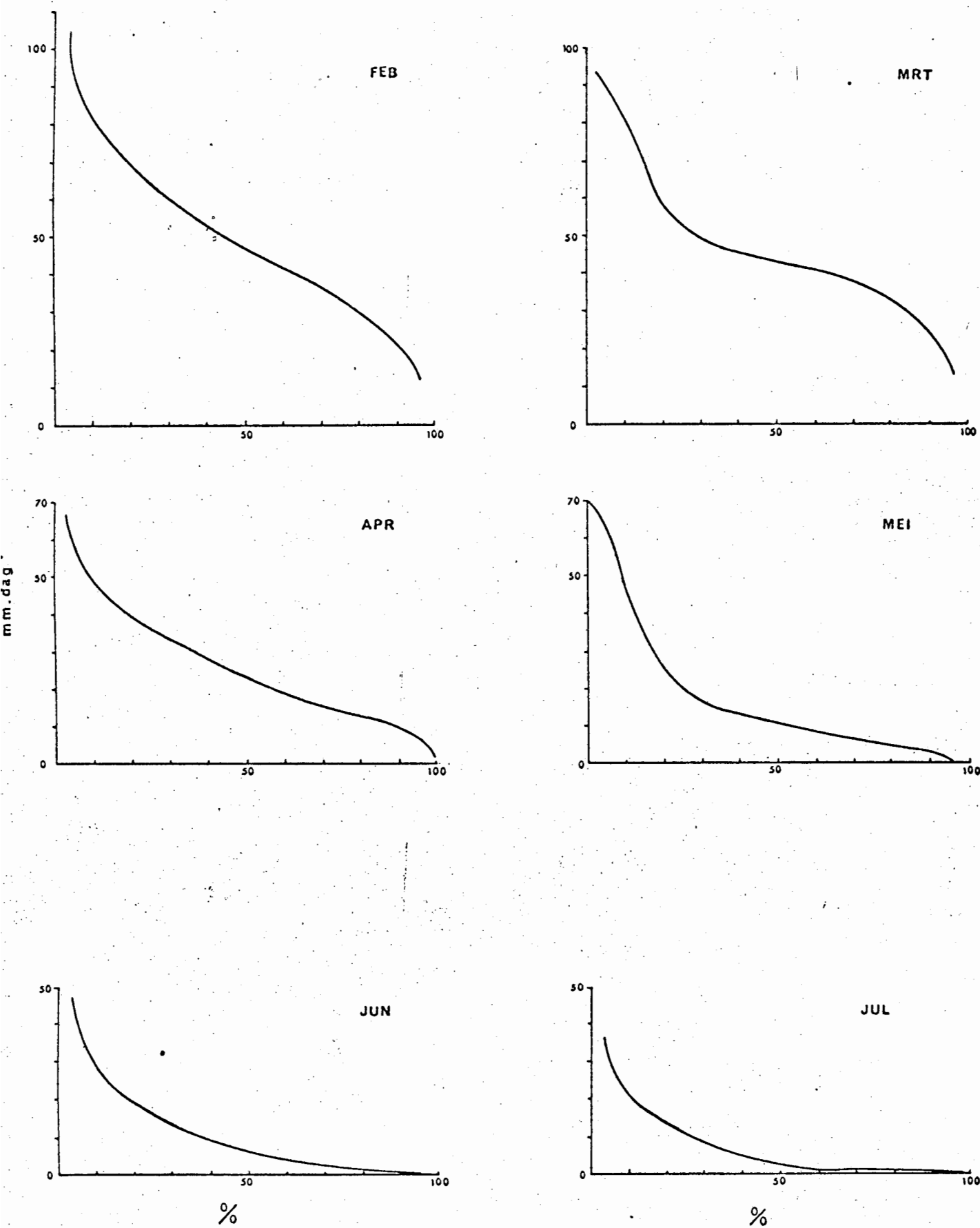


Fig. 5.2. Vervolg.

71b

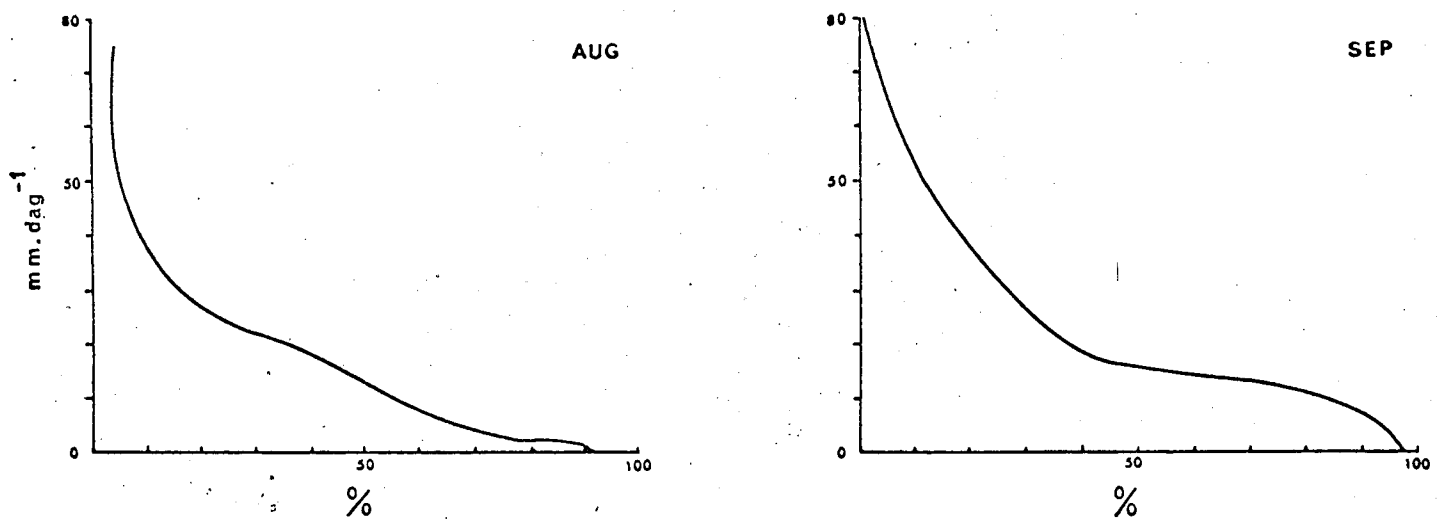


Fig. 5.2. Vervolg.

ing" metode bereken (Wiesner, 1970) en word grafies in Fig. 5.2 uitgebeeld. Die waarskynlikheid kan direk van hierdie grafieke afgelees word; volgens Fig. 5.2 is die waarskynlikheid bv. 99% dat 'n reënbus gedurende die volgende maande die aangeduide hoeveelheid sal oorskry:

Oktober	11 mm/dag
November	5 mm/dag
Desember	20 mm/dag
Januarie	10 mm/dag
Februarie	1 mm/dag
Maart	1 mm/dag
April	1 mm/dag
Mei, Junie, Julie, Augustus	0 mm/dag

Die waarskynlikheid dat die volgende daaglikse reënval in die volgende maande oorskry sal word, bedra 10 persent:

Oktober	43 mm/dag
November	75 mm/dag
Desember	75 mm/dag
Januarie	83 mm/dag
Februarie	83 mm/dag
Maart	76 mm/dag
April	50 mm/dag
Mei	43 mm/dag
Junie	29 mm/dag

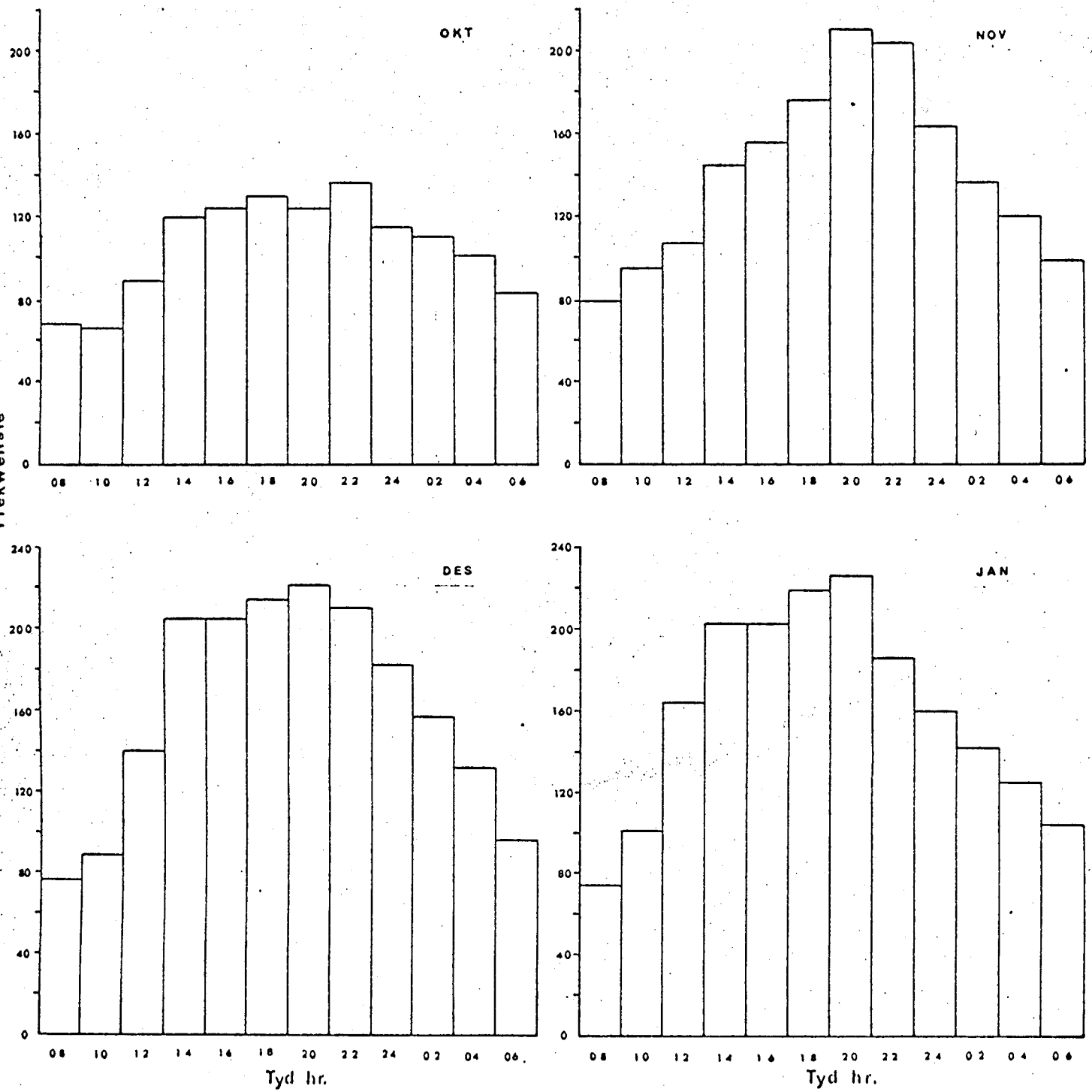


Fig. 5.3. Daaglikse reënvalverspreiding in die Cathedral Peak opvanggebiede.

73a

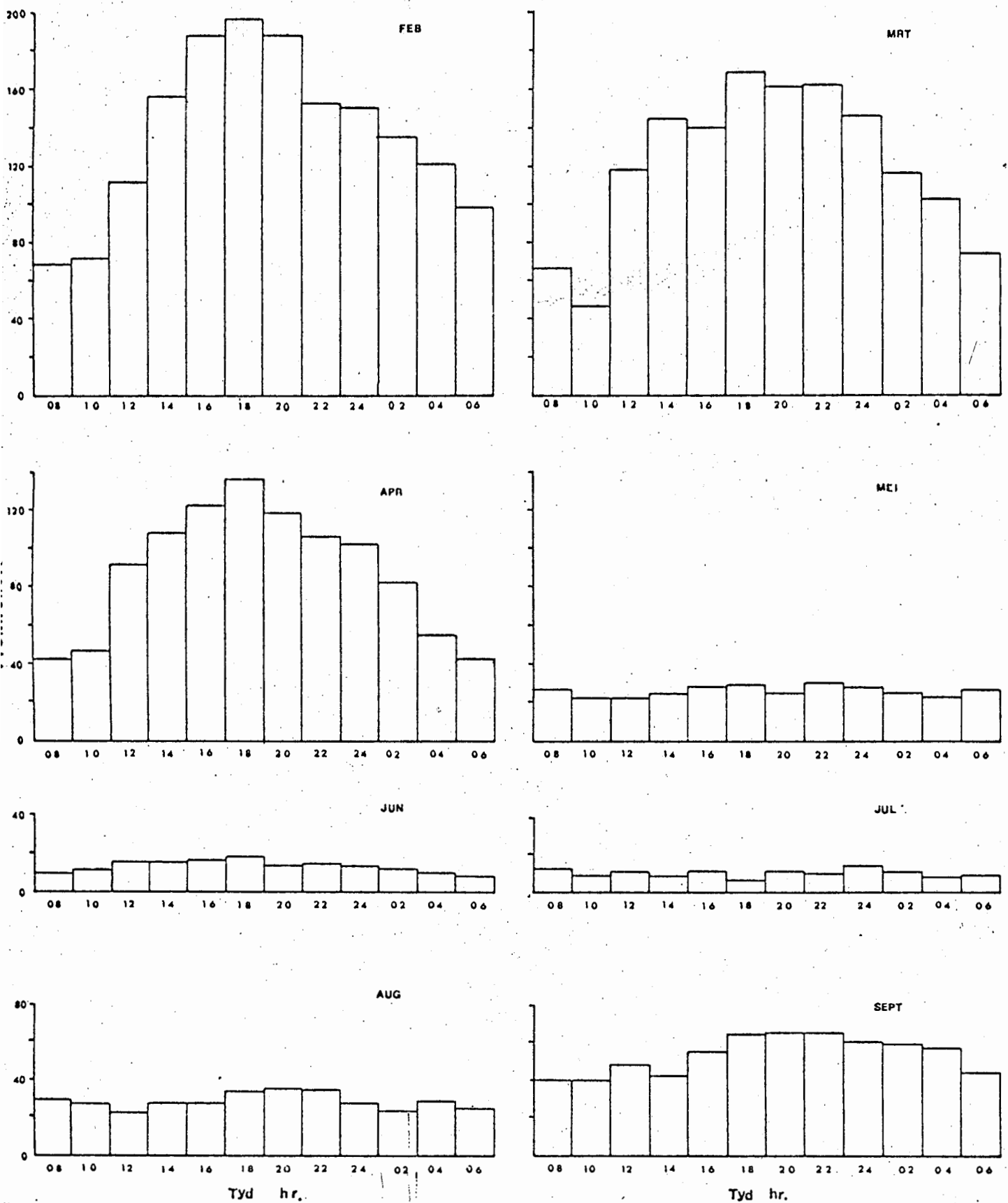


Fig. 5.3. Vervolg.

Julie	21 mm/dag
Augustus	39 mm/dag
September	39 mm/dag

5.1.1.5 Daaglikse verspreiding van reënval

Die outomaties-geregistreeerde reënvalgrafieke van reën-meter BRD is op elke 2-uur interval van elke dag afgelees en as reën of geen reën aangestip oor die periode 1948 tot 1978. Op hierdie wyse is die aantal kere wat reën op elke 2e uur van die dag gedurende elke maand voorkom, verkry. Die resultaat word in histogramvorm in Fig. 5.3 weergegee. Uit Fig. 5.3 kan afgelei word dat reën gedurende die wintermaande gedurende enige tyd van die dag kan voorkom, terwyl dit gedurende November tot Junie hoofsaaklik tussen 14h00 en 24h00 voorkom. Die piektyd is 18h00 tot 20h00. Dit is 'n interessante verskynsel aangesien potensiële dampverliese gedurende hierdie tye laag is en goeie benutting van reënval dus verwag kan word.

5.1.1.6 Korttermyn veranderlikheid van reënval

Alhoewel jaarlikse totale reënval van die verskillende reën-meters deur hoë korrelasie gekenmerk word, is dit nie noodwendig die geval met daaglikse reënval of reënval van individuele storms nie. Die korttermyn veranderlikheid en moontlike afwykings tussen reën-meters gedurende sekere tye van die jaar is getoets deur maandelikse verskille tussen

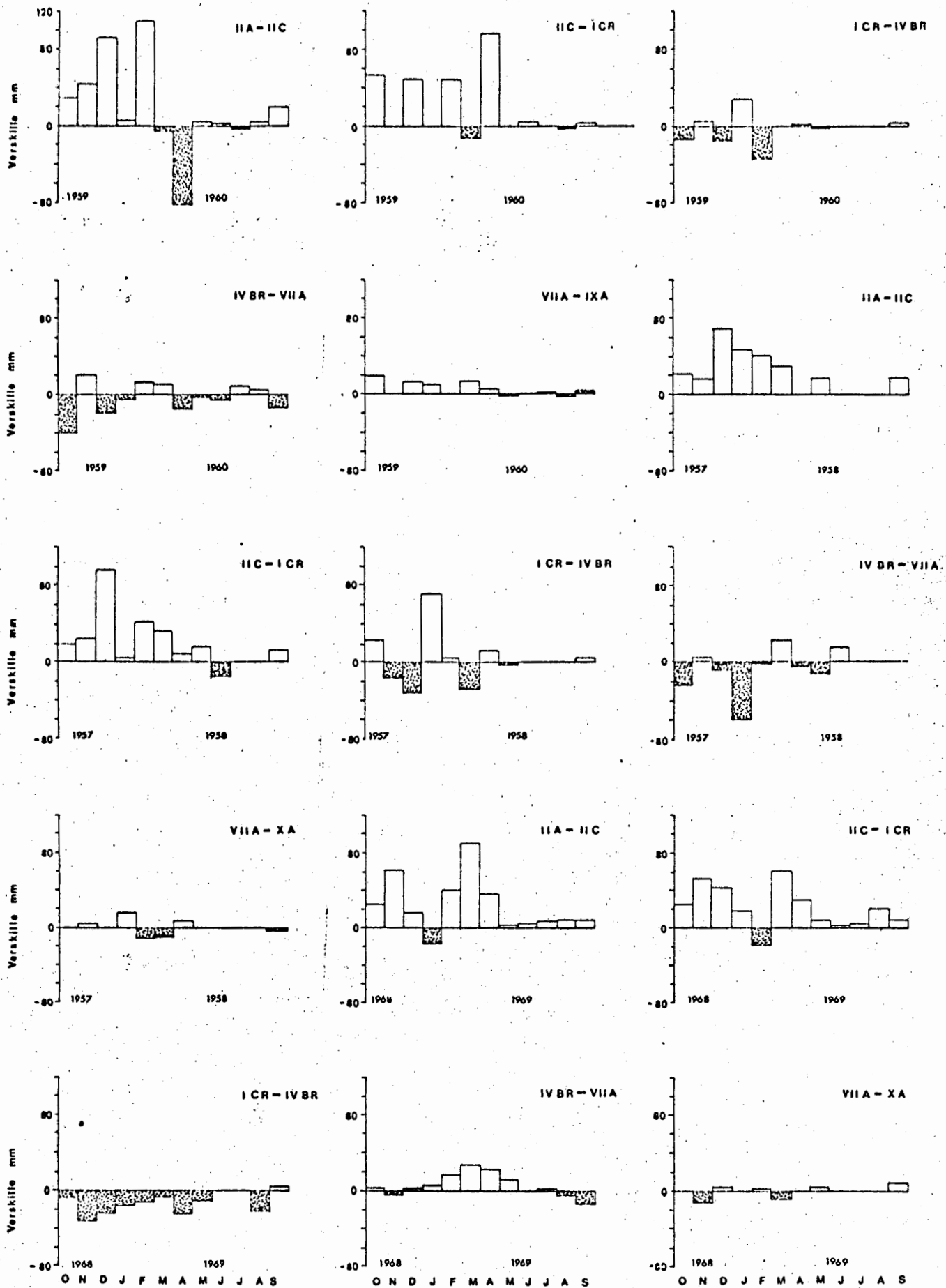


Fig. 5.4. Verskille in maandelikse reënval totale van aangrensende reënimeters in die Cathedral Peak opvanggebiede

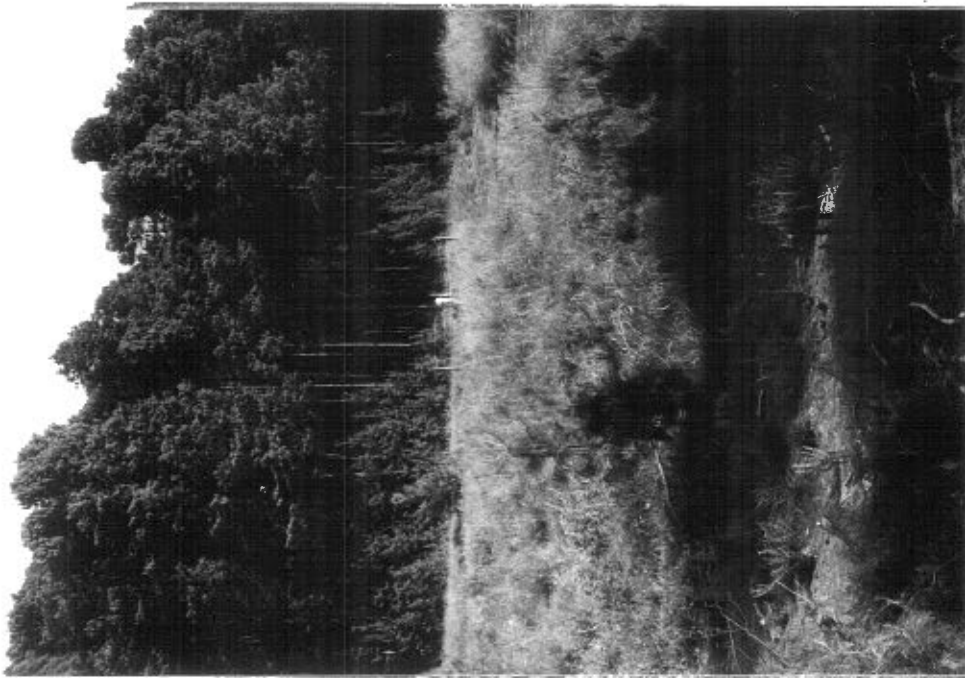


Fig. 5.5. Posisie van reënmeter II BR,
Cathedral Peak.

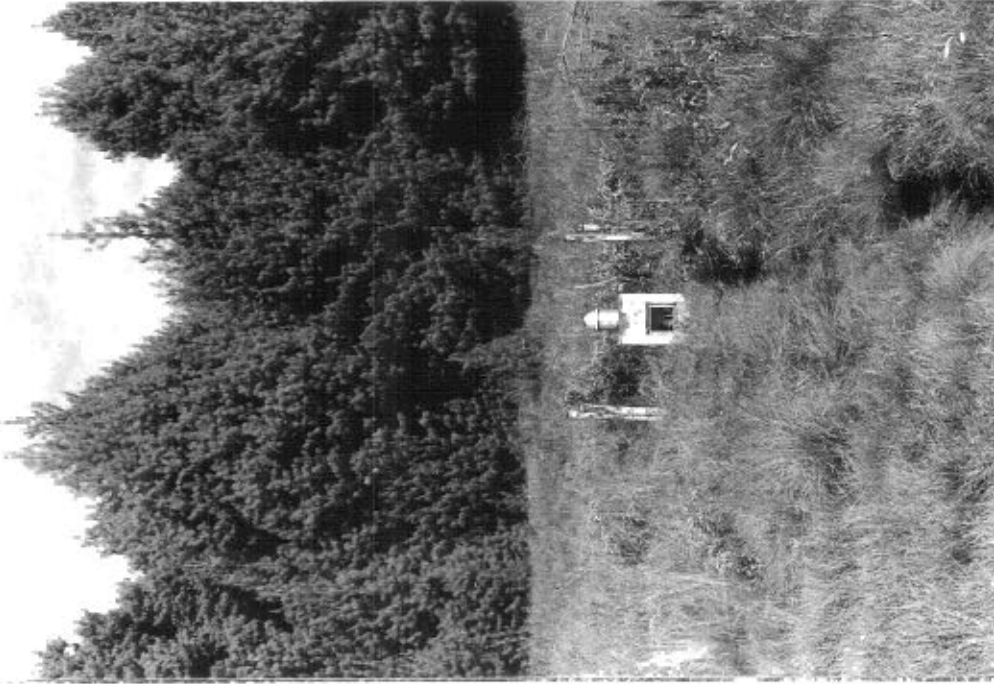


Fig. 5.6. Posisie van reënmeter III BR,
Cathedral Peak.

aangrensende reënimeters soos in Fig. 5.4 uit te stip. Geen patroon, bestendigheid of neiging kon uit hierdie een jaar se gegewens afgelei word nie. Daar is egter 'n duidelike wisselvalligheid in die afwykings, wat die veranderlikheid in plaaslike neerslae beklemtoon. Jackson (1978) het soortgelyke veranderlikheid waargeneem in tropiese gebiede.

5.1.1.7 Die invloed van plantegroei op reënvalmeting

Ontwikkellende plantegroei in die omgewing van 'n reënmeter kan foutiewe en onbestendige meting van die reënval veroorsaak. Sommige van die reënimeters waarvan die omgewing verander het, is dus getoets vir bestendigheid van meting; naamlik meters IIBR, IIIBR, VIIBR, IXBR, IXCR.

Reënvalmeting by IIBR het in 1948 begin toe die Opvanggebied grasveld was. Die Opvanggebied is in 1951 met P.patula bebos, maar die reënmeter was geleë in 'n brandbaan wat in 1965 beplant is. Tans is die reënmeter omring met bome in die onmiddellike omgewing wat 'n hoogte van 10 m het en met bome verder weg met 'n hoogte van 20 m. 'n Gebied rondom die meter is altyd skoongehou op so 'n manier dat daar onder 'n hoek van 45° met grondoppervlakte geen opstruksie voorgekom het nie. (Sien Fig. 5.5). Opv. III (grasveld) is in 1959 beplant sodat IIIBR tans omring is met P.patula waarvan die hoogte 20 m is. Die bome in die onmiddel-



Fig. 5.7. Posisie van reënmeter VII BR, Cathedral Peak.



Fig. 5.8. Posisie van reënmeter IX BR, Cathedral Peak.

TABEL 5.6 r-Waardes vir lopies toets toegepas op jaarlikse totale reënval,
Cathedral Peak

Meter	II A	II BR	III BR	VII A	VII BR	VIII A	IX BR	IX CR
r	15(H)	16(H)	12(H)	14(H)	13(H)	8(H)	13(H)	11(H)
Grens- waardes 5 %	9 & 21	9 & 21	8 & 20	7 & 19	7 & 19	3 & 13	8 & 20	7 & 17

(H = Homogeen)

like omgewing is voortdurend uitgekap om obstruksies te voorkom. (Sien Fig. 5.6). Reënvalmeting by VIIBR is in 1950 begin. Hierdie grasveld-opvanggebied is in 1965 bebos, in 1972 het die ses jaar oue bome afgebrand en twee jaar later is die oorblywende bome gevel. (Sien Fig. 5.7). Struikagtige plantegroei het om IXBR en IXCR ontwikkel. Ook in hierdie geval is struike in die onmiddellike omgewing afgekap. (Sien Fig. 5.8).

Meters IIA, VIIIA en VIIA is ook aan 'n toets vir bestendige reënvalmeting onderwerp.

Die lopies toets is op totale jaarlikse reënval van die betrokke meters toegepas. Die resultate word in Tabel 5.6 weergegee. Die gevolgtrekking is dat totale jaarlikse reënvalreekse van al die meters homogeen is en impliseer daarom ook dat reënvalmeting by hierdie meters bestendig was.

Die Mann-Whitney toets (Siegel, 1956) is gebruik om te toets of die plantegroei enige reënvalneigings tot gevolg gehad het asook om vas te stel of ander invloedsfaktore werkzaam was. Vir dié doel is die tydreeks van totale jaarlikse reënval vir elke meter in twee periodes verdeel waarna die Mann-Whitney toets toegepas is om die verskil in reënval tussen die vroeë en laat periodes te toets.

Periodisiteit in die reënval-tydreeks kan veroorsaak dat die

TABEL 5.7 Mann-Whitney toets vir neigings in reënval-rekord van sommige meters in die Cathedral Peak opvanggebiede

Meter	Periodes vergelyk	Mann-Whitney U	Grense = 0,001	H ₀ : Dat die twee periodes dieselfde verdeling toon
I A	1951/52 teen 1976/77	38	28 en 42	Aanvaar
I CR	1950/51 teen 1976/77	57	28 en 42	Verwerp
II A	1950/51 teen 1976/77	15	28 en 42	Verwerp
II BR	1950/51 teen 1976/77	9	28 en 42	Verwerp
III A	1950/51 teen 1976/77	58	28 en 42	Verwerp
III BR	1950/51 teen 1976/77	9	28 en 42	Verwerp
IV A	1950/51 teen 1976/77	84	28 en 42	Verwerp
IV BR	1953/54 teen 1976/77	38	20 en 31	Verwerp
IV CR	1953/54 teen 1976/77	67	20 en 31	Verwerp
VII A	1955/56 teen 1976/77	34	14 en 24	Verwerp
VII BR	1953/54 teen 1976/77	16	20 en 31	Verwerp
VIII A	1963/64 teen 1976/77	1	1 en 5	Verwerp
VIII BR	1963/64 teen 1976/77	17	1 en 5	Verwerp
VIII C	1963/64 teen 1976/77	13	1 en 5	Verwerp
IX A	1963/64 teen 1976/77	15	1 en 5	Verwerp
IX CR	1963/64 teen 1976/77	21	1 en 5	Verwerp
X A	1955/56 teen 1976/77	48	14 en 24	Verwerp
X C.	1955/56 teen 1976/77	39	14 en 24	Verwerp

vroeë of laat periode in 'n droë of nat siklus val; daarom kan sulke periodes nie direk met mekaar vergelyk word nie. Gevolglik is tydreeks saamgestel uit die verskille tussen spesifieke reën timers se reënval en die gemiddelde reënval van kontrole-timers. Die tydreeks van reënvalverskille is daarop in 'n vroeë en laat periode verdeel en die Mann-Whitney toets daarop toegepas. Reën timers wat as kontroles vir die spesifieke individuele timers geneem is, word in Tabel 5.2 aangedui. Die resultate van die Mann-Whitney toets word in Tabel 5.7 opgesom. In teenstelling met die lopies toets, dui die resultate van die Mann-Whitney toets (wat volgens Siegel, 1956 een van die kragtigste nie-parametriese toetse is) daarop dat daar neigings in reënvalwaardes van feitlik al die reën timers is (sien Tabel 5.7). Die afleiding wat gemaak kan word, is dat periodisiteit in hierdie geval sydigheid selfs in die verskille van reënvalwaardes tot gevolg gehad het.

5.1.2 Misonderskepping

In gebiede waar mis dikwels voorkom, kan groot hoeveelhede water op die plantegroei en rotse kondenseer. So 'n kondensasie is 'n direkte toevoeging van water tot die onderskeppingswater-voorraad ("interception storage") en het 'n indirekte invloed op die waterbalans deurdat hitte-energie wat andersins gebruik sou word vir wateronttrekking uit die grond, gebruik word vir verdamping van die gekondenseerde water. Verskeie pogings

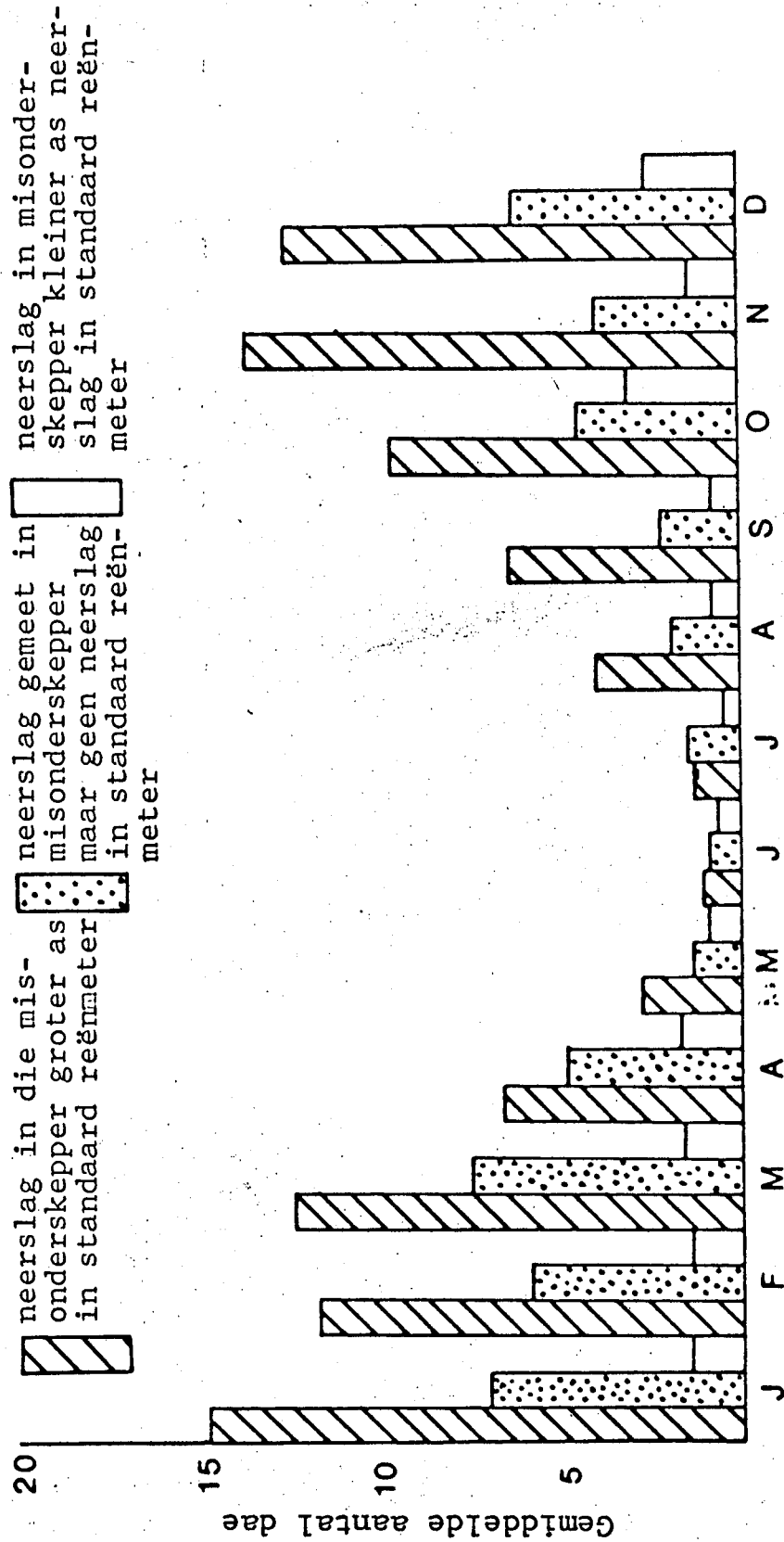


Fig. 5.9 'n Vergelyking van die aantal dae waarop neerslag in 'n misunderskepper en standaard reënmeter te Cathedral Peak gemeet is

is aangewend om misneerslag te meet, byvoorbeeld Nagel (1956) en Nagel (1962), maar mis kan nog nie suksesvol uitgedruk word in reënval ekwivalente nie. Die direkte invloed van misneerslag as 'n invoer in die waterkringloop is ook nog nie bestudeer nie. In Fig. 5.9 word die aantal dae waarop neerslag in die misonderskepper op Cathedral Peak gemeet is, weergegee. Daar is gemiddeld 97 dae per jaar waarop die misonderskepper meer neerslag geregistreer het as die standaard reënmeter; gemiddeld 16 dae per jaar waarop geen neerslag in die reënmeter, maar wel in die misonderskepper gemeet is en 47 dae per jaar waarop die misonderskepper minder neerslag as die standaard meter geregistreer het. Hierdie syfers dui op die moontlike belangrike rol van misonderskepping in die waterbalans. Kwantiteite van misonderskepping word nie gegee nie, omdat dit op hierdie stadium betekenisloos is en misleidend kan wees, veral as dit uitgedruk word in mm en vergelyk word met reënval. Daar is nog kontroversie oor die rol van misonderskepping in die waterkringloop (Kerfoot, 1968 en Whitmore, 1970).

5.1.3 Dou

In waterkringloopstudies word dou selde in aanmerking geneem. Fritzschen & Doraiswamy (1973) het egter aangetoon dat dou 'n aansienlike rol speel in die waterkringloop van opvanggebiede wat beplant is met Douglas fir. Dou kan dus nie geheel en al geïgnoreer word nie en behoort oorweging te geniet in die ge-

bruik van modelle met invoere oor kort intervalle.

5.2 Dampverlies (Evapotranspiration)

Dampverlies is die verlies van water in die vorm van damp vanaf oppervlaktes van die grond, plantegroei, damme, riviere en uit die grond via die plant d.m.v. transpirasie. Hewlett & Nutter (1969) gee 'n uiteensetting van die dampverliesproses wat grootliks beheer word deur die beskikbaarheid van energie en die beskikbaarheid van water. Dit kan in eenvoudige terme soos volg uitgedruk word:

$$E_t = T + I_t + E_{s+w}$$

waar E_t = dampverlies

T = transpirasie

I_t = verdamping van onderskepte water

E_{s+w} = verdamping van die grond en wateroppervlaktes

Die transpirasieproses word deur van den Horst, soos in Hewlett & Nutter (1969), uitgedruk in terme van 'n reeks stuwende en weerstandskragte:

$$V = \frac{\Psi_{\text{grond}} - \Psi_{\text{wortel}}}{R_{\text{korteks}}} = \frac{\Psi_{\text{wortel}} - \Psi_{\text{blaar}}}{R_{\text{xylem}}} = \frac{\Psi_{\text{blaar}} - \Psi_{\text{lug}}}{R_{\text{huidmondjies}}}$$

waar V = vloei van water na die blare in cm sec.^{-1}

Ψ = totale potensiaal in bar op verskillende vlakke

R = die weerstand op verskillende vlakke.

Verdamping van onderskepte water (I_t) word later bespreek onder

"onderskepping".

Daar is vir eeue alreeds gewerk aan formules en modelle vir die berekening van verdamping en literatuur hieroor is veelvuldig. Die groot probleem met die berekening van verdamping is die feit dat die proses so ingewikkeld is as gevolg van die groot hoeveelheid veranderlikes wat betrokke is. Daar bestaan ook verwarring en soms kontroversie oor verskillende terme: dampverlies ("Evapotranspiration") is die mees aanvaarde term om die oorkoepelende proses te beskryf. Alhoewel sekere Russiese skrywers en onder andere ook Wartena (1974) verkies om die term "total evaporation" te gebruik. Volgens Wartena (1974) kan onderskei word tussen soorte verdamping of dampverlies, naamlik potensiele dampverlies, werklike dampverlies en oop wateroppervlakteverdamping.

Potensiele dampverlies is deur Penman (1948) gedefinieer as "the amount of water transpired in unit time by a short green crop, completely shading the ground, of uniform height and never short of water". Hierdie definisie is later gewysig deur verskeie persone maar bestudering van die definisie wys tog op die potensiele invloed van verskillende veranderlikes soos bv. die grootte van die oppervlakte wat betrokke is, die hoogte van die plantegroei, die soort van plantegroei, die interne weerstand van plantegroei teen die beweging van water, die invloed van beskikbaarheid van water, ens. Hewlett & Nutter (1969, 62) definieer potensiele dampverlies "...as the rate of evaporation

which would take place if (1) we were dealing with a small area in the midst of a large, unbroken, completely vegetated surface, and if (2) soil moisture were not limiting". Volgens hierdie definisie word potensieële dampverlies slegs deur klimaatstoestande beheer.

Die probleem is om die teoretiese begrippe van potensieële dampverlies deur die insluiting van grond-plant-, en veral hulle tydsafhanklike faktore, praktiese toepassing te gee en te gebruik om werklike dampverlies te bereken. Werklike dampverlies is die tempo van verdamping wat plaasvind onder die heersende toestande van grondvog, plantegroeibedekking, plantsoort en klimaat.

Oop wateroppervlakteverdamping is die proses van verdamping vanaf mere, damme, riviere, ens. maar is ook moeilik om te definieer. Volgens Hewlett en Nutter (1969) word dit bv. beïnvloed deur faktore soos strominge in die water, diepte, golwing, wind, soutgehalte, ens. Verdampingspanne word gewoonlik gebruik om 'n indeks van oop waterverdamping te gee.

Dampverlies kan op verskeie maniere bereken word:

soms word van die waterbalans gebruik gemaak soos bv. deur Wicht (1971); Whitmore (1971); Schulze (1979). Hulle het die volgende vereenvoudigde waterbalans gebruik om totale

TABEL 5.8 Totale jaarlikse dampverlies van sommigeCathedral Peak Opvanggebiede bereken volgens die waterbalansmetode

	1948/ 49	1949/ 50	1950/ 51	1951/ 52	1952/ 53	1953/ 54	1954/ 55	1955/ 56	1956/ 57	1957/ 58	1958/ 59	1959/ 60	1960/ 61	1961/ 62	1962/ 63
Opv. II	871	956	727	796	679	702	678	688	1120	675	1016	960	1009	977	1025
Opv. III					702	810	810	816	1089	640	860	695	788	668	714
Opv. IV		311	613	738	621	578	594	678	921	503	790	693	713	629	614
Opv. VI							315	545	765	407	658	524	570	525	515
Opv. IX								643	957	568	742	566	618	643	623
Opv. X									999	622	787	680	671	731	629

88a

TABEL 5.3 Vervolg

	1963/ 64	1964/ 65	1965/ 66	1966/ 67	1967/ 68	1968/ 69	1969/ 70	1970/ 71	1971/ 72	1972/ 73	1973/ 74	1974/ 75	1975/ 76	1976/ 77	GES.
Opv. II	1248	1242	1033	1278	1053	1280	1161	1155	1187	1191	955	1123	1201		1000
Opv. III	1014	896	691	999	905	1052	1020	1064	1132	1215	990	1174	1254	1203	928
Opv. IV	863	832	625	698	674	823	775	641	655	872	518	633	688	682	696
Opv. VI	766	764	531	589	592	698	633	518	457	781	298	474	443	565	562
Opv. IX	779	822	616	749	617	755	677	576	651	806	623	753	749	751	695
Opv. X	879	864	663	716	675	819	756	682	613	803	546	687	687	704	724

jaarlikse dampverlies E_t te bereken:

$$E_t = P_g - Q + \Delta S$$

waar P_g = bruto neerslag oor 'n periode

Q = stroomvloei oor dieselfde periode

ΔS = verskil in watervoorraad van die opvanggebied
aan die begin en einde van die periode

Bogenoemde model kan teoreties gebruik word om dampverlies van 'n opvanggebied te bereken as P_g en Q gemeet kan word en die periode waaroor dit gemeet word lank genoeg is sodat ΔS as nul aanvaar kan word. Omdat reënval en stroomvloei nie akkuraat gemeet kan word nie en dampverlies as die verskil in hierdie komponente bereken word, kan groot foute begaan word met die berekening van dampverlies, veral as dit klein is in vergelyking met die ander komponente (Chow, 1964). As die periode waaroor die balans bereken word korter word, word die grondvogkomponent (ΔS) groter. In enige periode van korter as een jaar sal die grondvogveranderinge dus in aanmerking geneem moet word wanneer van bogenoemde waterbalans gebruik gemaak word vir die berekening van dampverlies. Dit kompliseer die berekeninge. In Tabel 5.8 word jaarlikse dampverlies vir sommige van die Cathedral Peak Opvanggebiede soos deur middel van bogenoemde metode bereken, weergegee.

Dampverlies kan ook deur middel van die energiebalans bereken word. Die "Bowen ratio-energybalance" (Bowen, 1926) is die grond-

slag van sulke berekeninge en word soos volg uitgedruk:

$$R_n = S + A + LE$$

waar R_n = netto atmosferiese straling

S = hitte geabsorbeer deur die grond

A = hitte geabsorbeer deur die atmosfeer

LE = latente warmte wat geabsorbeer word in die proses van verdamping

Deur berekening van LE kan 'n goeie beraming van dampverlies verkry word. 'n Aantal modelle is ontwikkel waarin dampverlies slegs op 'n drogingsaksie gebaseer word. Voorbeelde hiervan is die "mass transport" benadering (Rohwer, 1931; Penman, 1948), die aërodinamika-benadering soos toegepas deur Thornthwaite & Holzman (1942), die "eddy correlation" metode van Swinbank (1951), ens. Penman (1948) het 'n deterministiese model wat die lg. twee beginsels kombineer, saamgestel. Hierdie metode word later volledig beskryf. Alhoewel hierdie metode volgens Penman (1948) bedoel is vir die berekening van verdamping vanaf 'n oop-wateroppervlakte, was dit ook bedoel as leidraad in die benadering tot die berekening van potensiële dampverlies. (Rosenberg, 1974). Hierdie model is deur verskeie werkers as uitgangspunt gebruik vir die berekening van werklike dampverlies. Monteith (1965) het die Penman-model veralgemeen en 'n weerstandsfaktor vir huidmondjies ingebou; Szeicz en Long (1969) het die lugdrogings (vervoeraksie) komponent probeer verfyn; Shian en Davar

(1973) het die Penman-formule aangepas vir bebosde gebiede; Morton (1965, 1969, 1970) het probeer om die invloed van adveksie (wat veral in droë gebiede 'n rol speel) in te sluit; ens. Meeste van hierdie modifikasies is egter hoofsaaklik veranderings in die empiriese konstantes van die basiese model. Van Bavel (1966) is die enigste wat daarop aanspraak maak dat sy model geen empiriese konstantes bevat nie. Werk in hierdie verband is ook gedoen deur bv. Enrodi en Rijtema (1969); Monteith & Szeicz (1962); Penman en Schofield (1951); Szeicz en Long (1969); Szeicz et al (1969).

Die doeltreffendheid van dampverliesmodelle is baie moeilik om te toets, omdat daar geen akkurate manier van dampverliesmeting bestaan nie. Twee metodes wat algemeen gebruik word om modelresultate te evalueer, is om die resultate van verskillende modelle wat op verskillende grondslae gebaseer is, met mekaar te vergelyk óf om die resultate van 'n dampverlies-model met waterbalans resultate te vergelyk. Beide hierdie metodes is baie onakkuraat.

Ander metodes wat gebruik word vir die bepaling van dampverlies of as uitgangspunt vir die bepaling daarvan, is verdampingsspanne (Pegg & Ward, 1972), Piché verdampingsmeters (Stanhill, 1962), Lysimeters (Makkink, 1957) en Wildsche Waage verdampingsmeters. Wartena (1974) lewer soos volg kommentaar op sommige van hierdie metodes: "The influence of exposure was analysed by De Vries and Venema (1954) 20 years ago, show-

ing that the behaviour of the Piché evaporimeter is absolutely different from what may be expected from a vegetation. But still research is done using the original Piché concept, and this is a waste of time. The same can be said about evaporation tanks. It must be regarded upon as hazard rather than logic if a pan evaporation equals the evaporation of the pan environment, as follows immediately from the totally different condition of the pan surface. But still several scientists take this as starting point for evaporation studies."

Wartena (1974) gee ook 'n deeglike bespreking van ander tekortkominge in die huidige metodes van dampverliesbepaling. Verdere besprekings van die teorie en probleme van dampverliesbepaling word volledig bespreek deur onder andere Businger (1956); Chang (1965); Rijtema (1959, 1966a, 1966b); Ward (1967, 1971); Schulze (1975).

5.3 Onderskeppingsverlies

Die onderskepping van neerslag deur 'n plantbedekking is een van die prosesse van die waterkringloop waarop relatief baie eksperimentele werk gedoen is, maar waarvan die presiese funksionering nog nie begryp word nie. Onderskepping word meesal bereken as die verskil tussen bruto- en netto reënval in 'n spesifieke plantgemeenskap. Bruto reënval is die reënval bo-op die plantekroondak. Netto reënval is die gedeelte van die bruto reënval wat die grondoppervlakte bereik. In die geval

van 'n bos is netto reënval die som van deurval, drup en stamvloei. Vroeër is onderskepping algemeen uitgedruk in terme van bruto neerslag met die aanname dat die verhouding tussen bruto neerslag en netto neerslag liniêr is nadat die onderskeppingsvoorraad gevul is (Horton, 1919; Linsley et al, 1949; Pienaar, 1964). Horton het onderskepping soos volg uitgedruk:

$$I = S + RE_t$$

waar I = diepte onderskepte water op die geprojekteerde area van die kroondak

S = die watervoorraadkapasiteit in diepte op die geprojekteerde area van die kroondak

R = verhouding van die verdampingsoppervlakte tot die geprojekteerde kroondakarea

E = verdampingstempo in diepte per uur tydens 'n reënbui

t = duur van reënbui in uur.

Uit bogenoemde is dit duidelik dat wanneer S (wat 'n maksimum waarde het) gevul is, I in direkte verhouding staan tot RE_t - die verdamping vanaf die plantegroei gedurende die verloop van die reënbui.

Ten einde reënvalintensiteit in berekening te bring, het Kittredge (1948) I as volg uitgedruk :

$$I = S + \left(\frac{RE_t}{P}\right) \cdot P$$

waar P = bruto neerslag (P is 'n funksie van tyd en intensiteit en die term $\frac{RE_t}{P}$ is die breukgedeelte van die reënval wat verdamp word)

Indien die term S en $\frac{RE_t}{P}$ konstant is vir 'n spesifieke plantegroei, sal I liniêr verband hou met P .

Na aanleiding van hierdie modelle word aanvaar dat onderskepping uit ten minste twee komponente bestaan naamlik 'n verdampingsproses (verdamping van onderskepte water gedurende die reënbui) en 'n kroondak-watervoorraadkapasiteit.

Die faktore wat 'n rol speel in die onderskeppingsproses, word kortliks hieronder bespreek:

- (1) Die onderskeppingsvoorraadkapasiteit: daar is verskeie definisies waarmee hierdie kwantiteit probeer beskryf word (Horton, 1919; Zinke, 1967; Rutter et al, 1972). Dit is egter onwaarskynlik dat dié kapasiteit 'n konstante is vir 'n spesifieke plantgemeenskap. Dit sal afhang van (a) die oriëntering van die blare d.w.s. of hulle grootliks vertikaal of horisontaal gerangskik is en (b) van die grootte van die reëndruppels gedurende 'n reënbui (Leonard, 1967; Jackson, 1975). Die hoeveelheid water wat 'n blaar

kan opvang, sal weer van die blaaroppervlakte, en die spanningskragte op die blaaroppervlakte afhang. Die spanningskragte is afhanklik van die blaaroppervlakte konfigurasie, vloeibaarheid (en dus temperatuur) van die die water en van meganiese versteurings soos bv. wind.

Die invloed van kroondiepte op die watervoorraadkapasiteit en onderskepping is nie duidelik af te lei uit die literatuur nie. Leonard (1967) bevestig op 'n vraag van Penman (onder bespreking van sy referaat) dat kroondiepte wel 'n rol speel in die onderskeppingskapasiteit, maar hy maak tog nie daarvoor voorsiening in sy teoretiese bespreking van onderskepping nie. As kroondiepte as 'n funksie van ouderdom veronderstel word, is die feit dat Helvey (1967) geen korrelasie tussen deurval en boomouderdom gekry het nie, 'n aanduiding dat kroondiepte nie so 'n groot rol speel in die bepaling van die onderskeppingskapasiteit nie. Zinke (1967) beweer dat kroondigtheid die vernaamste plantveranderlike is wat onderskeppingskapasiteit beïnvloed en hy bespreek metodes vir die bepaling van kroondigtheid. Plantafval speel ook 'n groot rol in die totale onderskeppingskapasiteit - veral in bebosde gebiede. Volgens Helvey & Patric (1965) is die waterverlies a.g.v. plantafval-onderskepping 'n funksie van die gewig van die afval per eenheid oppervlakte, die waterhoudingseienskappe

van die afval, die frekwensie van benatting en die drogingstempo daarvan.

- (2) Verdamping uit die onderskeppingsvoorraad: Die tempo van verdamping uit die onderskeppingsvoorraad word deur die potensiële dampverlies bepaal. Wanneer die voorraadkapasiteit deur 'n reënbui gevul is, kan temperatuur (volgens Leonard, 1967) 'n beperkende faktor wees in die verdamping van die water, aangesien die temperatuur van die blare en dié van die omgewing na 'n ewilibrum beweeg gedurende benatting en die energie wat beskikbaar is vir verdamping al minder word. Dit impliseer dat die verband tussen reënval en onderskeppingsverlies ná opvulling nie noodwendig liniêr is nie omdat die term RE_t nie konstant is nie.
- (3) Reënvaleienskappe: Reënvalintensiteit, reënvalduurte en reënvalpatroon het ook 'n invloed op die onderskeppingsverlies. Ongelukkig is baie min werk in dié verband gedoen. Daar is wel vasgestel dat die verband tussen bruto neerslag en onderskeppingsverlies nie liniêr is (Jackson, 1975; Scott-Shaw, 1976; Bultot et al, 1972; Versfeld, 1978). Volgens Bultot et al (1972) neem onderskeppingsverlies af met 'n toename in reënval intensiteit. Jackson (1975) en Scott-Shaw (1976) het egter die omgekeerde gevind. Rutter (1972)

verklaar laasgenoemde verskynsel deur sy bewering dat hoër intensiteite van neerslag hoër opsamelingskapasiteite veroorsaak. Leonard (1967) skryf dit daaraan toe dat lae intensiteite reënval gewoonlik frontale reënval is wat gepaard gaan met lae temperatuur wat minder energie beskikbaar stel vir verdamping. Verdere inligting hieroor is beperk. Jackson (1975) beskryf die verhouding tussen onderskepping en reënvalduurte as logaritmes, maar die koëffisiënte van determinasie vir sy modelle is slegs 0,25. Daar kan op hierdie satedium dus min gesê word oor die invloed van reënval eienskappe op onderskepping. Dit sal aanvaar moet word dat modelle wat veral daaglikse reënval, of reënval oor groter intervalle, as invoere gebruik, ook 'n baie onverfynde onderskeppingskomponent sal hê.

- (4) Onderskepping as kompenserende faktor vir transpirasie: 'n toename in totale waterverlies vanuit 'n opvanggebied as gevolg van onderskepping kan moontlik minimaal wees aangesien die transpirasieproses tydelik onderdruk word gedurende verdamping van die onderskepte water. Burgy en Pomeroy (1958) en McMillan en Burgy (1960) het bv. gevind dat benatting van gras, die transpirasieproses verminder met dieselfde hoeveelheid as die toegevoegde water, d.w.s. dat energie wat andersins in die transpirasieproses gebruik sou word, aangewend

word vir verdamping van die onderskepte water. Thorud (1967) het deur middel van eksperimentering aangedui dat benatting van Pinus ponderosa plante transpirasie met 'n maksimum van 14 persent en 'n gemiddeld van nege persent verminder. Wartena (1974) meen ook dat verdamping van onderskepte water transpirasie gedeeltelik kanselleer. Item (1974) maak in 'n model gebruik van hierdie beginsel en neem aan dat indien die water in die onderskeppingsvoorraad gelyk is aan die hoeveelheid water wat vanaf 'n oop-wateroppervlakte onder die heersende weersomstandighede sou plaasvind, geen transpirasie plaasvind nie. Stewart (1977) beweer egter op grond van energiebalansstudies dat verdamping van onderskepte water transpirasie net gedeeltelik onderdruk. Rutter (1963) kom ook tot die gevolgtrekking dat transpirasie nie eenvoudig net gekanselleer word deur verdamping van die onderskepte water nie. Die onderskeppingsproses word verder bespreek deur Trimble (1959), Boodell (1963) en Reynolds & Leyton (1963). Die onderskeppingsmodelle soos opgestel deur Rutter et al (1972, 1975), is van die beste beramings van hierdie komponent tot dusver.

Ten spyte van die ingewikkeldheid van die onderskeppingsverliesproses, hanteer die meeste wiskundige waterbalansmodelle dit net as 'n waterruimte met 'n sekere maksimum kapasiteit en verdamping uit die waterruimte teen potensiele tempo; dit is nie voldoende nie.

5.4 Grondvogkomponent

Die grondvogkomponent is die spil van die waterkringloop.

Dit is ook die komponent waarvan die minste kennis deur eksperimentering opgedoen is. Eksperimentasie op die grondvogkomponent vind hoofsaaklik in die laboratorium en met rekenaar-modelle plaas. Daarom word sommige van die prosesse en die beginsels wat in modelbouing gebruik word kortliks bespreek:

- (1) Infiltrasie: wanneer reën op die grondoppervlakte val, word dit geabsorbeer. Hierdie proses staan bekend as infiltrasie. Die tempo van infiltrasie is beperk en hang af van die fisiese eienskappe van die grond en die soort grondbedekking. Die maksimum tempo van infiltrasie van 'n grondsoort staan bekend as die infiltrasiekapasiteit (ook soms genoem die infiltrasietempo-potensiaal). Die grondoppervlakte is gewoonlik 'n bepalende faktor van die infiltrasiekapasiteit, al verskil die infiltrasievermoë van die onderste lae van die grond. Die infiltrasiekapasiteit van 'n grondsoort in 'n opvanggebied bepaal in 'n groot mate die patroon van oppervlakteafloop ná 'n reënbui.

Die infiltrasie word beïnvloed deur faktore soos die volgende:

- (a) eienskappe van 'n spesifieke reënbui;
- (b) eienskappe van die grondoppervlakte soos bv. kompaksie, toespoel van lugruimtes deur fyn deeltjies,

depressieopsamelings, barste in die grond, helling, ens;

- (c) die oppervlaktebedekking soos bv. die soort plantbedekking, soort wortelstelsel, soort afval, ens. ;
- (d) biotiese faktore ;
- (e) grondprofiel ;
- (f) grondvoggehalte; wat waarskynlik een van die belangrikste veranderlikes is wat infiltrasie in 'n spesifieke grondsoort beheer. Soos die grondvog toeneem, word openinge in die grond gevul, kapillêre aksies verlaag en lugruimtes verklein deur kolloïdale uitsettings. Dit volg dus dat infiltrasie in grond wat aanvanklik droog is, 'n hoër tempo sal toon. Die tempo van infiltrasie neem asimtoties af soos die grondvog toeneem.

- (2) Die opgaring van vog: in wiskundige modelle word hierdie komponent gewoonlik as 'n kwantiteit met 'n definitiewe maksimum voorgestel en gekoppel aan die fisiese geaardheid van die opvanggebied en grond. Vrye vog gaar in die grond op as gevolg van absorpsie, kapillêre kragte en osmotiese kragte wat die swaartekrag teenwerk. Die beginsel waarop baie klem gelê word, in modelbouing, is die feit dat hierdie kragte relatief tot swaartekrag toeneem soos die grond droër word. Omdat die grond in 'n opvanggebied heterogeen

is en die grondvogverspreiding baie varieer, kan die opgaringsproses baie moeilik gesimuleer word.

- (3) Beweging van die grondvog: daar word onderskei tussen die beweging van grondvog onder versadigde toestande en onversadigde toestande. Die beweging van grondvog kan in enige rigting plaasvind aangesien dit nie net swaartekrag is wat dit beïnvloed nie, maar ook temperatuurgradiënte, suigkragte, dampverskille, ens.
- (4) Grondwater: grondwaterhidrologie is 'n ingewikkelde studie op sy eie en sal nie hier bespreek word nie. Die grondwaterkomponent word in die meeste wiskundige modelle ook as 'n diskrete entiteit behandel terwyl een of ander wiskundige funksie gebruik word om die tempo van toevoer van grondwater tot die strome uit te druk.

Die eenvoudigste manier om die toevoeging van grondwater (syferwater) tot stroomvloei te bereken, is deur middel van die algemene eksponensiële vergelyking:

$$Q_t = Q_0 e^{-xt}$$

waar Q_0 = syferwaterafloop aan die begin van 'n spesifieke periode

Q_t = syferwaterafloop ná 'n tydperk t ,

x = koëffisient van die akwifer

e = grondtal van natuurlikse logaritme.

Nanni (1957) gee 'n volledige beskrywing van verskillende funksies wat gebruik word en bespreek hulle toepassing op die Cathedral Peak opvanggebiede. Sy bevinding was dat geen van die algemene eksponensiële funksies die Cathedral Peak syferwaterafvloei akkuraat beskryf nie.

Die term grondwater impliseer dat die water onder versadigde toestande in akwivers opgegaar is. Daar is egter altyd die moontlikheid dat syferwater (baseflow) in bergstrome nie afkomstig is van akwivers nie, maar afkomstig is van 'n stadige deursyfering van grondvog uit onversadigde sones (Hewlett, 1961). Indien dit die geval is, raak die waterleweringsmeganisme meer ingewikkeld.

- (5) Simulering van die grondvogkomponent: uit bogenoemde vereenvoudigde behandeling van sommige van die prosesse is dit duidelik dat hierdie belangrike komponent van die waterkringloop ook die moeilikste is om te simuleer. In die meeste modelle word die grondvogkomponent voorgestel as 'n aantal grondvogsones wat as watervoorraadr^{ruimtes} funksioneer en die grondvogtoestande wat bepalend is vir die beweging van water deur die stelsel word d.m.v. 'n boekhoudingsprosedure voortdurend bereken om die beweging van vog te simuleer.

Lockwood & Venkatasawny (1975) het getoon dat die grondvog-voorraadkapasiteit nie noodwendig oorskry moet wees voordat afloop plaasvind nie. Volgens hulle is verskeie gevalle waargeneem van swaar reën wat afloop veroorsaak het terwyl die grondvoginhoud laag was. Bonell & Gilmour (1978) het bv. aangetoon dat daar onder subtropiese toestande in Queensland, Australia, groot hoeveelhede oppervlakte afloop voorkom, terwyl die infiltrasiekapasiteit van die grond onmoontlik nie deur die betrokke reënbui oorskry kon wees nie. Die verskynsel word toegeskryf aan 'n tydelike verhewe grondwatervlak wat ontstaan as gevolg van sogenaamde weerstandslae in die grond. Sulke lae hou nie noodwendig verband met die fisiese eienskappe van die grond nie, maar met die grondvogtoestande op verskillende dieptes. Mandeville et al (1970) verdeel die grondvogkomponent in sones wat gebaseer is op die verspreiding van plantegroei. Dampverlies uit die verskillende sones (areas) bereken hulle as 'n tempo wat die produk is van 'n plantegroeifaktor en potensiële dampverlies, totdat verwelkingspunt bereik word. Daarna verminder dit met 'n sekere persentasie van die potensiële dampverlies. Hulle maak dus nie vir vertikale stratifikasie van grondvogsones voorsiening nie.

Douglas (1974) aanvaar die beginsel van 'n versadigde rivieroewersone of te wel veranderlike bronarea soos vroeër beskryf. Die onversadigde deel van die opvanggebied noem hy die verwelkingsarea. Benatting van die opvanggebied deur reën sal die

Voordat funksies bepaal word vir die prosesse van infiltrasie, opgaring en beweging van vog moet eers op 'n algemene benadering tot die grondvogkomponent besluit word. In sommige gevalle word die grondvogsones as diskrete eindige entiteite beskou, soos bv. in die Boughton model (Boughton, 1966) en word aanvaar dat die grondvog 'n kwantiteit is wat varieer tussen verwelkingspunt en veldkapasiteit. Hierdie twee annames is nie noodwendig korrek nie. Porter & McMahon (1971) het bv. aangetoon dat diskrete waardes van veldkapasiteit en verwelkingspunt nie bestaan nie, aangesien grondvog nie net onderhevig is aan gravitasiekragte nie, maar voortdurend beweeg en stabiliseer deur middel van hidroliese gradiente en ander kragte soos hierbo bespreek.

Nash & Sutcliffe (1969) en Boughton (1966) beskou die komponent as bestaande uit vertikaal gerangskikte sones wat soos bergingstrukture funksioneer en van bo af deur infiltrasie en perkolasie gevul word. Dampverlies vind teen potensiële tempo uit. A persent die boonste sone plaas en uit $(100-A)$ persent van die daaropvolgende laag (A is 'n persentasie wat arbitrêr vasgestel word afhangende van die mate waarin elke sone deur plantwortels beset is). Volgens hierdie benadering vind afloop slegs plaas wanneer die voorraadkapasiteit oorskry word.

versadigingsone laat uitbrei wat teoreties proporsionele groter hoeveelhede oppervlakte-afloop sal veroorsaak. Dampverlies sal die teenoorgestelde uitwerking hê.

Die Stanford model (Crawford & Linsley, 1966) maak gebruik van twee oneindige grondvogsones, terwyl Priestley & Taylor (1972) gebruik maak van 'n twee-stadium grondvogkomponent waarin die stadiums nie verband hou met grondlae nie, maar wel met die fisiese toestand van die grond gedurende die uitdrogingsproses. Die eerste stadium word beskou as 'n versadigde sone-stadium waarin dampverlies bv. plaasvind teen potensiële tempo totdat 'n sekere minimum grondvogtoestand bereik is. Daarna tree die tweede stadium in werking en dampverlies vind plaas teen 'n tempo:

$$E_a = E_t \frac{dm}{ds}$$

waar E_a = dampverlies

E_t = potensiële dampverlies

dm = werklike beskikbare hoeveelheid water

ds = maksimum beskikbare hoeveelheid vog in die tweede stadium

Manley (1977) het grondvogsones bepaal wat verband hou met die fisiese eienskappe van die grond. Die grondvogkomponent van sy model maak gebruik van twee diskrete voorraadseenhede. Die eerste stem ooreen met die A horison en die tweede met die B horison. Elkeen se voorraadskapasiteit is gelyk aan

die dikte van die horison, vermenigvuldig met sy poreusheid.

Die ander probleem wat ondervind word met die simulاسie van die grondvogkomponent is die dimensionele variasie in grondvogtoestande van 'n gebied. In die eerste plek verander grondvog met diepte. Tweedens is die verspreiding van grondvog oor die gebied baie veranderlik as gevolg van die heterogeniteit in grondstruktuur, -tekstuur, -diepte, reënvalverspreiding, litologie van moedergesteente, ens. Die eksperimentele bepaling van hierdie veranderlikes is baie moeilik.

Bogenoemde bespreking illustreer die ingewikkeldheid van die grondvogkomponent en toon dat modelbouing vir spesifieke doeleindes en vir 'n spesifieke opvanggebied nie sonder intensiewe grondvogstudies gedoen kan word nie.

5.5 Stroomvloei

Die verskillende prosesse soos hierbo genoem, oefen 'n wisselwerking op mekaar uit wat bepaal hoeveel water, op welke wyse, by die rivierkanale uitkom. Water kan bo-op die oppervlakte, onder die oppervlakte of vanaf grondwater na die stroomkanale beweeg. Stroomvloei in hierdie studie dui op die water wat in rivierkanale op die oppervlakte beweeg en deur meetstrukture gemeet kan word.

5.5.1 Statistiese beskrywing

5.5.1.1 Algemeen

Die term "statisties" word as sinoniem met stogasties beskou, dit wil sê, onderhewig aan die waarskynlikheidsteorie. Hierdie beskrywing van stroomvloei verskil dus van die deterministiese benadering wat later bespreek word. Jaarlikse stroomvloei-totale gemeet op 'n sekere punt kan bv. in stogastiese terme uitgedruk word. Maandelikse stroomvloei-totale van 'n spesifieke maand, geneem oor 'n aantal jare vorm 'n reeks wat ook suiwer stogasties is. Seisoenale periodisiteit is egter deterministies, daarom is 'n reeks maandelikse stroomvloei totale, wat in kronologiese volgorde geneem word, nie suiwer stogastiese nie.

In die stogastiese benadering van dataontleding van Opvanggebiede sal aanvaar word dat die stroomvloedata soos gemeet in die grasveld opvanggebiede, die natuurlike variasie en dus die stogastiese eienskappe verteenwoordig. Afwykings vanaf hierdie eienskappe sal toegeskryf kan word aan geïmplimenteerde behandelings.

Wanneer stroomvloedata gebruik word vir analise moet eers seker gemaak word dat die data wat gebruik word vry is van inkonsikwensie en nie-homogeniteit en aanvaarbare toevallige foute het. Toevallige foute kom altyd voor in enige meting. Konsikwensie van data word bepaal deur die mate van sistematiese foute.

Dit word vir hierdie studie aanvaar dat alle stroomvloeiveranderlikes kontinue veranderlikes is. Van die geaardheid van hidrologiese veranderlikes sê Yevjevich (1972, 19-20), "Any controversy between the concepts of discrete and continuous stochastic variables and series affects hydrology. The reasoning is often that variables and series in practice are always discrete, either because they are observed at discrete positions or times or because values are rounded, or because of the uncertainty principle which limits the accuracy of any measurement. Artificiality of discreteness, approximations in measurement, and the uncertainty principle do not prove that variables with their true values are not continuous".

'n Ander probleem met hidrologiese veranderlikes, en veral stroomvloei, is die kwessie van ewekansige steekproefneming. Die definisie van ewekansige waarnemings impliseer o.a. dat die volgorde van die waarnemings ook deur die wette van waarskynlikheid beheer word. Sommige hidrologiese tydreeksse vorm egter 'n kombinasie van deterministiese en stogastiese eienskappe. Yevjevich (1972, 23), sê dat 'n waarneming X ewekansig is ... "if the stochastic component is not too small in comparison with the periodic components, or, in statistical terms, if the variance of a stochastic component is not small in comparison with the mean sum of squares of deviations from the mean of periodic components". Deur die uitskakeling van seisoenale periodisiteit, word meeste van die deterministiese

eienskappe van stroomvloeiswaarnemings uitgeskakel. Waar in hierdie studies gebruik gemaak word van maandelikse stroomvloei, sal dit dus nie as 'n seisoenale tydreeks aangewend word nie.

5.5.1.2 Waarskynlikheidsverdeling

Stroomvloedata volg selde 'n Normale-verdeling. Gewoonlik word die waarskynlikheidsverdeling van stroomvloei eers empiries bereken. Srikanthan en McMahon (1978) het bv. 'n momente-verhoudingsdiagram (moment ratio diagram) gebruik om verhoudings tussen die tweede, derde en vierde momente van stroomvloeiveranderlikes diagramties voor te stel en dan te bepaal watter verdeling moontlik die beste pas sal gee. Die pasgehalte van die veronderstelde verdelingsfunksie word dan getoets deur middel van 'n Chi-kwadraat en Kolmogorov-Smirnov toets. Daarna word die veranderlikes getransformeer na 'n normale verdeling. Pegram (1969) het vir stroomvloeivaardes, soos gemeet in sommige van Natalse riviere, 'n "Pearson type III" verdeling aanvaar en die veranderlikes (stroomvloei waardes) gestandaardiseer teen die gemiddelde, standaardafwyking en skeefheidskoeffisiënt van die data, gegroepeer volgens kalendermaande. Afwykings vanaf die gemiddelde is daarna getransformeer na 'n normale verdeling.

Die keuse van 'n verdelingsfunksie vir stroomvloeiveranderlikes is egter veral belangrik wanneer die intervalle waaroor die

110

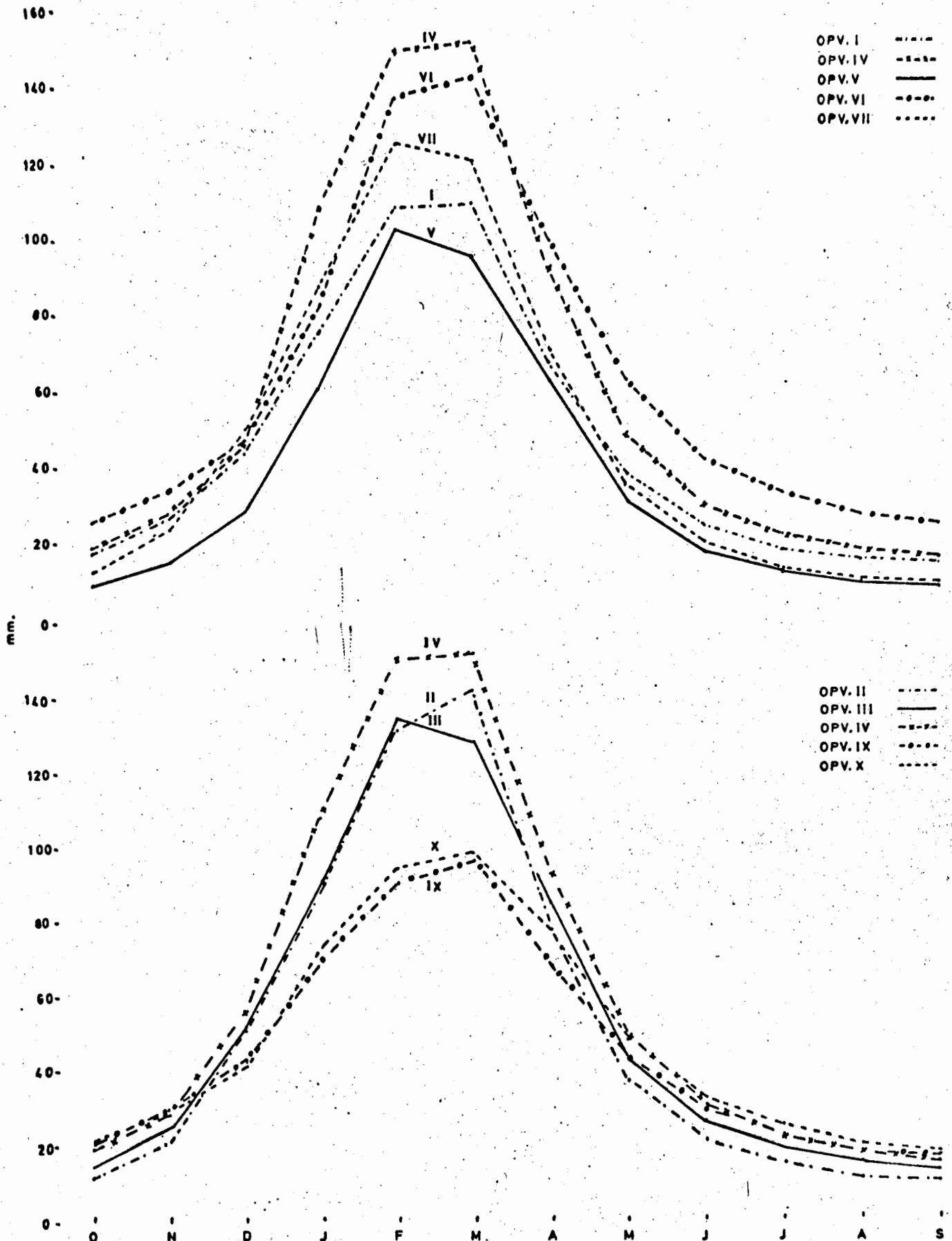


Fig. 5.10 Maandelikse gemiddelde stroomvloeï van die Cathedral Peak Opvanggebiede

stroomvloei gemeet word klein is en as 'n opeenvolgende reeks gebruik word. In die hidrologie kan dit aanvaar word dat ewekansige veranderlikes wat bv. met jaar-intervalle gemeet of as jaarlikse totale uitgedruk word, normaal verdeel is (Yevjevich & Jeng, 1969). Markovic (1965) het bv. aangedui dat jaarlikse stroomvloei-totale normaal verdeel is. Vir die doel van hierdie studie is besluit om nie verskeie soorte verdelingsfunksies uit te toets op die empiriese veranderlikes nie, maar die veranderlikes so te kies dat hulle normale verdelings behoort te volg. Die aanname dat hulle normaal verdeel is, word dan getoets met behulp van die toets van Shapiro en Wilk en die stroomvloeiverdelings van verskillende Opvanggebiede op grond van die eienskappe van 'n normale verdeling met mekaar vergelyk. In Tabela 5.9 tot 5.12 word maatstawwe van die normale verdeling van verskillende Opvanggebiede vergelyk en in Tabel 5.13 word stroomvloei van Opv. IV wat oor verskillende intervale gesommeer is, getoets vir normaliteit :

- (1) Maatstawwe van posisie: die rekenkundige gemiddelde is die mees algemeen gebruikte maatstaf van posisie. Dit gee die kleinste steekproefvariansie van alle maatstawwe van posisie, omdat al die waardes van 'n steekproef gebruik word in die berekenings. Die nadeel van die rekenkundige gemiddelde is dat individuele ekstreme waardes die gemiddelde in 'n negatiewe of positiewe rigting sal beïnvloed. Gemiddelde maandelikse stroomvloei van die Opvanggebiede word in Fig. 5.10 aangedui. Daar is 'n sterk

TABEL 5.9: Maatstawe van posisie vir maandelikse stroomvloei-verdelings oor die volle periode van rekord soos vroeër aangedui

Opv	Okt	Nov	Des	Jan	Feb	Maart	April	Mei	Junie	Julie	Aug	Sept
I	17,55	26,74	43,70	75,42	108,93	109,01	67,82	38,39	24,73	18,96	15,48	14,78
II	12,70	21,69	50,78	91,38	131,79	142,14	79,74	38,17	21,96	15,63	11,92	10,38
III	15,93	25,97	51,03	90,32	134,08	128,05	84,41	43,80	26,47	19,29	15,12	13,54
IV	19,36	28,76	55,80	108,78	149,91	151,19	92,20	48,80	30,03	22,68	18,17	16,40
V	9,15	15,35	28,38	61,37	102,86	95,80	62,00	31,44	17,96	12,39	9,10	8,06
VI	26,71	34,86	47,22	83,83	137,92	142,6	99,57	63,43	42,98	33,44	27,74	24,91
VII	13,60	24,96	49,96	38,82	125,96	120,87	70,59	35,35	20,11	13,76	10,31	9,55
IX	21,57	30,86	43,52	69,04	90,50	96,70	68,87	43,80	29,47	23,11	18,86	17,79
X	21,81	29,42	41,08	73,75	104,56	108,23	77,34	48,54	32,37	25,01	20,24	18,78

Opv	Okt	Nov	Des	Jan	Feb	Maart	April	Mei	Junie	Julie	Aug	Sept
I	12,69	26,51	37,81	60,96	84,81	100,21	66,32	40,96	24,89	19,54	15,39	13,21
II	11,51	15,28	25,70	66,71	103,71	135,49	75,44	39,72	22,56	17,19	11,67	9,19
III	12,69	22,06	39,38	91,88	106,16	134,77	82,06	46,50	27,69	20,63	16,52	12,26
IV	16,01	27,15	50,34	89,44	121,22	149,63	94,52	49,51	31,00	23,15	18,10	15,02
V	6,27	13,93	24,58	44,33	73,59	94,26	55,65	32,81	18,69	12,75	9,19	7,42
VI	23,16	35,39	43,00	62,94	115,52	140,72	92,28	65,00	44,01	32,42	27,64	24,55
VII	8,23	24,34	43,45	74,93	102,77	130,27	64,57	37,12	20,39	13,96	9,92	7,82
IX	16,54	29,68	40,58	55,64	81,50	96,43	63,41	43,85	30,11	23,87	18,47	16,48
X	17,27	29,06	35,74	55,43	94,84	107,65	68,83	50,77	32,69	25,17	19,82	17,76

TABEL 5.10: Maatstawe van verspreiding vir maandelikse stroomvloei-verdelings.

Opv.	Okt	Nov	Des	Jan	Feb	Maart	April	Mei	Junie	Julie	Aug	Sept
VARIANSIE												
I	131,59	128,30	515,41	2591,77	4146,60	2655,76	716,06	100,73	20,75	7,47	4,44	35,65
II	128,24	295,75	2780,90	5594,93	9550,04	7984,07	1660,28	208,79	52,72	27,85	17,21	27,73
III	151,27	257,08	1447,62	4603,56	8918,34	4713,15	1577,08	199,62	51,13	25,83	14,30	38,24
IV	129,76	179,82	1032,75	5824,73	9725,46	5260,24	1420,64	181,47	31,34	12,88	7,28	27,95
V	51,55	48,90	287,87	2354,70	5638,43	2863,03	1042,21	115,69	22,80	7,95	3,83	13,62
VI	83,88	90,40	455,58	3457,53	11141,51	6825,49	2338,45	392,57	69,98	34,07	15,60	24,55
VII	172,08	184,76	1128,82	3944,91	7944,96	4572,05	1445,37	151,25	29,41	11,05	6,12	37,74
IX	158,79	146,25	430,61	1921,17	3208,96	2903,38	1063,11	185,34	34,98	15,27	8,67	44,01
X	138,00	95,32	544,33	2378,84	5216,90	4058,92	1610,13	257,09	58,80	25,43	13,06	39,31

Opv.	Okt	Nov	Des	Jan	Feb	Maart	April	Mei	Junie	Julie	Aug	Sept
VARIANSIEKOEFFI-SIENT												
I	0,65	0,42	0,51	0,67	0,59	0,47	0,39	0,26	0,18	0,14	0,13	0,40
II	0,89	0,79	1,03	0,81	0,74	0,62	0,51	0,37	0,33	0,33	0,34	0,50
III	0,76	0,61	0,74	0,75	0,70	0,53	0,47	0,32	0,27	0,26	0,25	0,45
IV	0,58	0,45	0,58	0,70	0,65	0,48	0,40	0,27	0,18	0,15	0,14	0,32
V	0,78	0,45	0,59	0,79	0,73	0,55	0,52	0,34	0,26	0,22	0,21	0,45
VI	0,34	0,27	0,43	0,70	0,76	0,57	0,48	0,31	0,19	0,17	0,13	0,21
VII	0,96	0,54	0,67	0,70	0,70	0,55	0,53	0,34	0,26	0,24	0,24	0,62
IX	0,58	0,39	0,47	0,63	0,62	0,55	0,47	0,31	0,20	0,16	0,15	0,37
X	0,53	0,33	0,56	0,66	0,69	0,58	0,51	0,33	0,23	0,20	0,17	0,33

TABEL 5.11: Meetstaf van asimmetrie vir maandelikse stroomvloeiverdelings oor volle periode van rekord

Opv	Okt	Nov	Des	Jan	Feb	Maart	April	Mei	Junie	Julie	Aug	Sept
I	0,059	0,019	0,023	0,028	0,018	0,010	0,015	-0,001	-0,004	-0,001	0,006	0,070
II	0,081	0,032	0,031	0,030	0,029	0,010	0,005	-0,007	-0,010	-0,007	-0,002	0,043
III	0,079	0,031	0,024	0,033	0,026	0,010	0,015	0,007	-0,005	-0,003	-0,001	0,052
IV	0,058	0,024	0,022	0,021	0,021	0,006	0,014	-0,002	-0,010	-0,011	0,002	0,053
V	0,064	0,024	0,035	0,032	0,018	0,011	0,032	0,010	-0,005	-0,008	-0,000	0,063
VI	0,039	0,003	0,024	0,027	0,027	0,016	0,027	0,008	-0,004	-0,005	-0,002	0,054
VII	0,062	0,015	0,029	0,026	0,021	0,011	0,035	0,004	0,011	0,015	0,016	0,069
IX	0,048	0,011	0,023	0,025	0,021	0,027	0,035	0,012	0,002	-0,003	0,004	0,078
X	0,053	0,017	0,054	0,026	0,023	0,018	0,032	0,004	-0,002	0,001	0,002	0,069

TABEL 5.12: Maatstaf van kurtose vir maandelikse stroomvloei-verdelings oor volle periode van rekord

Opv	Okt	Nov	Des	Jan	Feb	Maart	April	Mei	Junie	Julie	Aug	Sept
I	9,688	3,419	3,306	3,772	2,697	1,951	3,301	2,343	2,953	3,565	2,423	12,751
II	20,993	4,630	4,622	5,907	5,852	2,295	2,256	2,297	2,223	2,062	1,932	10,100
III	13,811	4,211	3,349	5,458	4,011	1,991	2,880	2,843	2,114	2,108	1,805	8,788
IV	12,149	4,068	4,084	3,252	3,315	1,815	4,093	2,841	2,659	3,177	2,579	12,783
V	9,482	3,558	5,103	3,826	2,354	2,053	5,106	3,830	2,536	3,162	2,569	10,223
VI	4,736	2,160	3,496	2,984	2,976	2,303	3,618	3,198	2,356	1,891	2,006	8,656
VII	8,632	2,251	3,710	2,991	2,590	2,438	5,175	2,877	3,607	5,207	2,944	9,712
IX	5,995	2,137	2,963	2,803	2,790	3,834	4,956	3,145	2,252	3,042	2,206	12,300
X	6,770	2,753	6,920	2,785	2,929	2,757	4,473	2,969	2,016	2,447	2,003	10,213

KURTOSE

TABEL 5.13: Die Shapiro Wilktoetsstatistiek soos toegepas op stroomvloei van Opv. IV vir die periode 1949-1973

Interval	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S
Shapiro Wilk	0,647(X)	0,877(X)	0,913(N)	0,830(X)	0,887(X)	0,929(N)	0,944(N)	0,975(N)	0,968(N)	0,962(N)	0,967(N)	0,700(X)
Interval	O + N	N + D	D + J	J + F	F + M	M + A	A + M	M + J	J + J	J + A	A + S	S + O
Shapiro Wilk	0,766(X)	0,939(N)	0,937(N)	0,903(N)	0,932(N)	0,966(N)	0,947(N)	0,967(N)	0,958(N)	0,987(N)	0,867(X)	0,761(X)
Interval	O+N+D	J+F+M	A+N+J	J+A+S	S+O+N	D+J+F	M+A+M	J+J+A				
Shapiro Wilk	0,926(N)	0,924(N)	0,948(N)	0,965(N)	0,799(X)	0,925(N)	0,973(N)	0,965(N)				
Jaarlikse Totaal	0,9327(N)											

N = Normaal 1% Vertrouenspeil
X = Nie-normaal

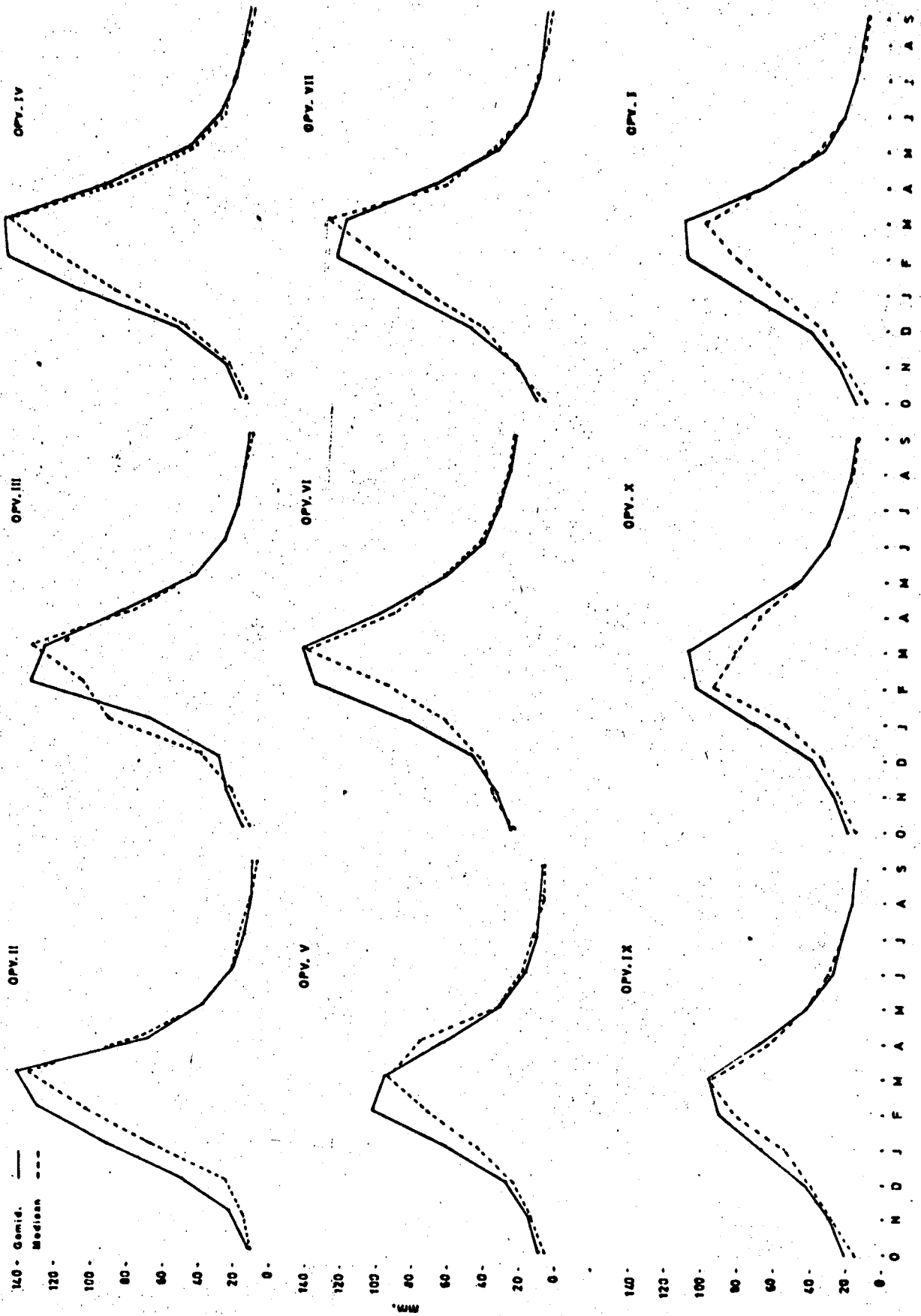


Fig.5.11: Rekenkundige gemiddelde en mediaan van maandelikse stroomvloei in Cathedral Peak opvanggebied

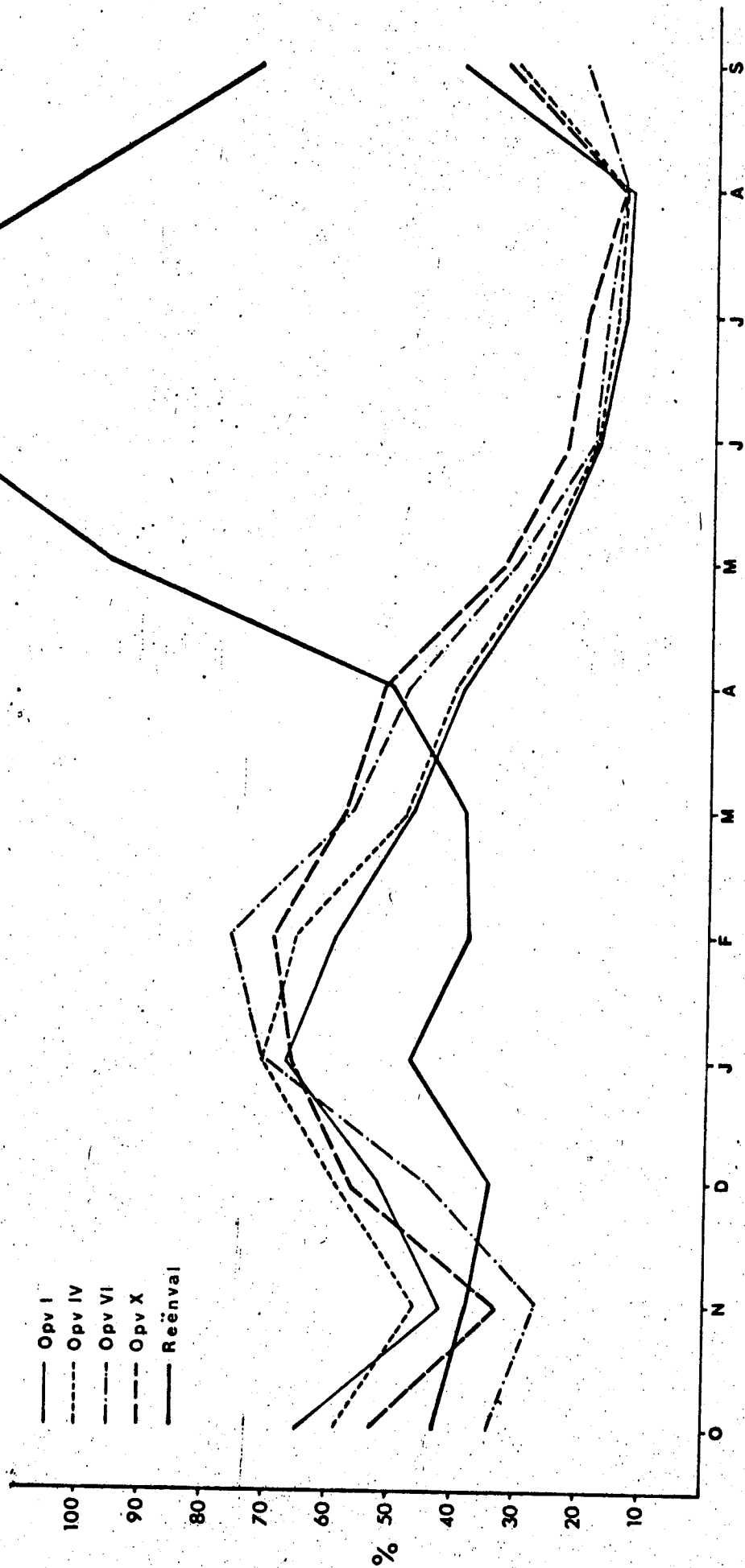


Fig. 5.12 Variasiekoëffisient van maandelikse stroomvloei en reënval in die Cathedral Peak opvanggebiede

ooreenkoms in seisoenale verspreiding van stroomvloei-gemiddeldes in alle Opvanggebiede. Opv. VI toon 'n hoë stroomvloei relatief tot die ander gedurende die maande van lae reënval. 'n Interessante verskynsel is verder dat die hoogste gemiddelde stroomvloei van al die Opvanggebiede behalwe Opve. III, V en VII gedurende Februarie voorkom. Laasgenoemdes se hoogste gemiddeldes kom gedurende Maart voor. Die waardes van rekenkundige gemiddeldes en mediaan vir die Opvanggebiede word in Tabel 5.9 weergegee.

Die rekenkundige gemiddelde en mediaan van elke Opvanggebied is in Fig. 5.11 gestip. Die mediaan van stroomvloei vir al die Opve. is die hoogste gedurende Maart. Dit blyk dus dat die hoogste stroomvloei in al die Opve. in Maart voorkom, maar dat ekstreme waardes van stroomvloei in die hoë reënvalmaand, Februarie, die rekenkundige gemiddelde positief beïnvloed.

- (2) Verspreidingsmaatstawwe: die variansie en variasiekoëffisient van die maandelikse stroomvloei van die Opvanggebiede word in Tabel 5.10 gegee. Ook in hierdie opsig is daar 'n betreklike goeie ooreenkoms in stroomvloei van die verskillende Opvanggebiede. In Fig. 5.12 is die variasiekoëffisient van maandelikse stroomvloei van enkele Opvanggebiede gestip, asook dié van maandelikse reënval.

Uit hierdie voorstelling kan gesien word dat die variasie in maandelikse reënval geen invloed op die variasie in maandelikse stroomvloei het nie.

- (3) Maatstaf van asimmetrie: die skeefheidskoëffisient van 'n populasie kan uitgedruk word as die verhouding van die derde sentrale moment tot die tweede sentrale moment. As die derde moment om die rekenkundige gemiddelde nul is, is die verdeling simmetries. Positiewe en negatiewe skeefheid veroorsaak dat die derde moment rondom die rekenkundige gemiddelde onderskeidelik groter en kleiner as nul is, 'n hoeveelheid,

$$b_1 = \frac{N^2}{(N-1)(N-2)} \cdot \frac{m_3}{m_2^{3/2}}$$

waar N = aantal waarnemings in die steekproef
 m_3 en m_2 = die derde en tweede sentrale moment,

is bereken. Daarna is $\pm \sqrt{b_1}$ as maatstaf van asimmetrie gebruik. Die plus of minus is toegeken na gelang m_3 positief of negatief was.

Die resultate van skeefheidskoëffisiente, bereken vir stroomvloei gedurende elke maand van die jaar word in Tabel 5.11 opgesom.

Daar is 'n goeie ooreenkoms in die skeefheidskoeffisiente van stroomvloei van die verskillende opvanggebiede. Die maande Mei, Junie, Julie en Augustus toon meestal negatiewe skewe verdelings van stroomvloei. Stroomvloei van Opv. VII is egter deurgaans positiewe skeef verdeel. Die afwyking vanaf die normale verdeling is klein. Die bebossing in Opve. II en III het ook geen ooglopende verandering in die verdeling van stroomvloei tot gevolg gehad nie.

- (4) Maatstaf van kurtose: die vierde sentrale moment uitgedruk in verhouding tot die kwadraat van die tweede sentrale moment (Schumann & Bouwer, 1969) is as maatstaf van kurtose uitgedruk, d.w.s.:

$$b_2 = \frac{M_4}{M_2^2}$$

Die berekende waardes van kurtose vir maandelikse stroomvloei verdelings word in Tabel 5.12 gegee. Die maande Oktober en September toon sterk leptokurtiese of te wel spits verdelings van stroomvloei in al die Opvanggebiede. Andersins wissel b_2 met geringe hoeveelhede om die mesokurtiese waarde van $(b_2 - 3) = 0$. Die waardes in die twee bebosde Opvanggebiede verskil nie wesenlik van die ander Opvanggebiede nie.

(5) Normaliteit: soos hierbo gemeld, is besluit om die steekproefveranderlikes doelbewus te kies sodat hulle in teorie normale verdelings verteenwoordig. Daarom is besluit om maandelikse stroomvloeitotale as kontinue veranderlikes te aanvaar en die steekproef as 'n reeks jaar tot jaar waardes van dieselfde maand. Hierdie steekproewe is aan normaliteitstoetsing onderwerp; vir hierdie doel is besluit op die Shapiro en Wilk toets. Stroomvloeitotale geneem oor twee-maande, drie-maande ens., is ook getoets vir normaliteit. Die resultate is opgesom in Tabel 5.13. Die individuele maande wat nie-normale stroomvloei verdelings toon, is September, Oktober, November, Januarie en Februarie. Tweemaandelikse stroomvloeitotale vir Augustus + September, September + Oktober, en Oktober + November is nie-normaal verdeel. Driemaandelikse stroomvloeitotale is nie-normaal verdeel gedurende Oktober + September + November. Jaarlikse totale stroomvloei is normaal verdeel. Op grond van hierdie toets en beskrywing van die ander statistiese waardes hierbo, kan egter aanvaar word dat stroomvloeitotale van geen een van die maande ekstreme verdelings volg nie. Vir doeleindes van hierdie studie, sal dit dus aanvaar word dat maandelikse stroomvloeitotale normale verdelings volg. Die gebruik van vertrouensgrense in die geval van stroomvloei-ontledings oor sommige van die intervale, sal egter versigtig geskied.

Tabel 5.14 : Toetsing van homogeniteit van maandelikse stroomvloeitotale d.m.v. die lopies-toets

	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	Totaal
Opv. IV Lopies-r (Grenswaardes) (9 en 21)	16	13	18	16	12	15	13	17	18	15	19	17	12
Opv. X Lopies-r (Grenswaardes) (7 en 17)	12	10	10	11	7	11	9	6*	8	13	9	14	9

*Nie-homogeen by die vyf persent vertrouenspeil.

5.5.1.3 Homogeniteit

Homogeniteit dui in die eerste plek aan of 'n reeks waardes van 'n steekproef aan dieselfde populasie behoort. Thom, soos aangehaal in Van Lill (1976), beweer dat die alternatief tot homogeniteit, veral in 'n meteorologiese reekse, 'n verskuiwing van die gemiddelde, 'n neiging, of miskien een of ander ossilasieverskynsel kan wees. Yevjevich (1972, 6) beskryf homogeniteit in die hidrologiese sin: - "Non-homogeneity is the difference between the true values and the virgin values of a hydrologic variable. It is sometimes also called non-stationarity for the case of a time series". Nie-homogeniteit kan ook veroorsaak word deur 'n sistematiese fout in waarneming van die veranderlike en dus 'n tweede foutekomponent h_s in die algemene model

$$Q_s = Q + \varepsilon_m + h_s$$

waar Q_s die gemete stroomvloei is wat beide toevallige en sistematiese foute insluit en ε_m die toevallige foutekomponent is.

Van Lill (1976) het die Lopies toets voorgestel vir toetsing van homogeniteit in meteorologiese data. Dit is in hierdie studie aangewend vir toetsing van homogeniteit in stroomvloei. In Tabel 5.14 word die toetsresultate vir stroomvloei van twee kontrole Opve. IV en X gegee. Met die uitsondering van die Mei-maand totale van Opv. X, vertoon al die ander maandelikse totale as homogene reekse. Dit kan dus afgelei word dat nie-

stasioneriteit nie in maandelikse totale stroomvloei voorkom nie en dat in die meting van die stroomvloei geen sistematiese foute gemaak is nie. Omdat die meting van stroomvloei in al die ander Opvanggebiede op presies dieselfde metode gedoen word, kan aanvaar word dat enige neigings en nie-homogeniteit aan veranderings in die natuurlike hidrologiese stelsels te wyte is.

5.5.2 Die invloed van behandeling op stroomvloei

Die ontledingstegniek wat gebruik is om behandelingsinvloed op stroomvloei te bepaal, is suiwer stogasties. 'n Statistiese beskrywing van stroomvloeiwaarnemings is in die voorafgaande paragrafe gegee en die volgende stappe is om geskikte statistiese toetse te kies vir die ontleding en die daarstelling van 'n nul-hipotese.

Die model wat aanvaar is vir verdere ontledings is die volgende:

$$Q_s = Q + \epsilon_m + h_s$$

waar Q = normaalverdeelde kontinue veranderlike, of te wel maandelikse of jaarlikse totale stroomvloei; ϵ_m = 'n toevallige fout met $\bar{\epsilon}_m = 0$ en h_s = sistematiese fout, wat in hierdie geval aanvaar word as nul. Die nul-hipotese is dat stroomvloei-eienskappe voor en na behandelings dieselfde is.

Parametriese toetsing het die grootste onderskeidingsvermoë in vergelyking met nie-parametriese toetse "the most powerful tests are those which have the strongest or most extensive assumptions. The parametric tests, for example, the t or F tests, have a variety of strong assumptions underlying their use. When those assumptions are valid, these tests are the most likely of all tests to reject H_0 when H_0 is false" (Siegel, 1956, 19). Stroomvloeddata beantwoord egter nie aan al die onderliggende aannames waarop parametriese toetse gebaseer is nie; daarom is besluit om in die eerste plek nie-parametriese toetse te gebruik wat dan aangevul sal word met regressie en korrelasie ontledings.

5.5.2.1 Nie-parametriese toetsing

Daar is besluit om stroomvloei van al die opvanggebiede relatief tot kontrole Opv. IV se stroomvloei uit te druk ten einde die invloed van periodisiteit in die tydreeks uit te skakel. Stroomvloei van Opv. IV word dus beskou as 'n indeks van klimaatsveranderinge. Omdat stroomvloei van verskillende Opvanggebiede van verskillende oppervlakte afkomstig is, is m^3 na mm diepte omgesit vir doeleindes van vergelyking.

Jaarlikse en maandelikse stroomvloei totale van elke Opvanggebied is in twee periodes verdeel en die nul hipotese dat stroomvloeiwaardes van die twee periodes dieselfde populasie verteenwoordig, is getoets. Die periodes is so verdeel dat

hulle sover moontlik voor- en nabehandelingstydperke verteenwoordig.

'n Kragtige toets om die nul-hipotese dat twee onafhanklike steekproewe twee verskillende populasies verteenwoordig, te toets, is volgens Siegel (1956) die Wald-Wolfowitz lopies toets. Hierdie toets is na bewering sensitief vir verskille in sentrale neiging, verspreiding, skeefheid, ens. Die toets word volledig beskryf in Siegel (1956, 136-145).

Wanneer die steekproewe klein is, kan kritiese waaordes van r (aantal lopies) in tabelle nageslaan word. Indien die steekproef groot is (n_1 of $n_2 > 20$) word aangeneem dat die steekproefverdeling van r neig na 'n normale verdeling, en word 'n Z-waarde, $Z = \frac{r - \mu_r}{\sigma_r}$ bereken. Hierdie Z-waarde word op die gewone wyse aangewend om die risiko waarmee H_0 verwerp of aangeneem word, aan te dui. Alhoewel die steekproewe van stroomvloei van die Opvanggebiede klein was en r -waardes normaalweg gebruik sou word, is beide r en Z-waardes bereken. Indien die berekende Z-waardes ooreengestem het met die resultaat van die r -waarde, is die Z-waardes gebruik om 'n visuele voorstellings van die resultate in diagramvorm te maak. Dieselfde toets is telkens oor min of meer dieselfde periodes op twee kontrole-opvanggebiede toegepas om die resultate te kontroleer.

Die beginsel van die lopiestoets is dat daar bepaal word hoe goed die waardes van twee steekproewe "vermeng" is as hulle

TABEL 5.15 Vergelyking van totale jaarlikse strooivloei van verskillende periodes in 'n opvanggebied relatief tot grasveldkontroles met betrekking van die Wald-Wolfowitz r- en z-waardes

Periodes van Opve. vergelyk Relatief tot Opv. IV	Wald-Wolfowitz r en z	Kontrole Opve. IV @ VI (beide grasveld)	Wald-Wolfowitz r en z
I 1951/52 tot 1963/64 @ 1964/65 tot 1976/77	r = 14 (NS) z = 0 (NS)	1954/55 tot 1963/64 @ 1964/65 tot 1976/77	r = 17 (NS) z = 2,04*
II 1949/50 tot 1959/60 @ 1960/61 tot 1977/78	r = 4* z = -4,29**	1954/55 tot 1961/62 @ 1962/63 tot 1976/77	r = 13 (NS) z = 0,74 (NS)
III 1952/53 tot 1964/65 @ 1965/66 tot 1976/77	r = 4* z = -3,88**	1954/55 tot 1964/65 @ 1965/66 tot 1976/77	r = 19* z = 2,79**
VII 1953/54 tot 1967/68 @ 1968/69 tot 1975/76	r = 11 (NS) z = -0,21 (NS)	1954/55 tot 1967/68 @ 1968/69 tot 1975/76	r = 13 (NS) z = 0,86 (NS)
Periodes van Opv. IX vergelyk - relatief tot Opv. X	Wald-Wolfowitz r en z	Kontrole: Periodes van X relatief tot IV	Wald-Wolfowitz r en z
IX 1956/57 tot 1967/68 @ 1968/69 tot 1977/78	r = 14 (NS) z = 0,92 (NS)	1956/57 tot 1967/68 @ 1968/69 tot 1977/78	r = 11 (NS) z = -0,40 (NS)

* Beduidend by die 5% vertrouenspeil

** Beduidend by die 1% vertrouenspeil

TABEL 5.16: r-Waardes van Wald-Wolfowitz toets toegepas op verskillende periodes van maandelikse stroomvloei totale

Opv.	Periodes Vergelyk	Okt	Nov	Des	Jan	Feb	Maart	April	Mei	Junie	Julie	Aug	Sept
I	1951-1963 1964-1976	10(NS)	13(NS)	14(NS)	14(NS)	13(NS)	16(NS)	13(NS)	7*	9(NS)	7*	11(NS)	11(NS)
Kon- trole	1954-1963 1964-1976	9(NS)	13(NS)	14(NS)	14(NS)	10(NS)	16(NS)	13(NS)	9(NS)	9(NS)	7(NS)	11(NS)	9(NS)
II	1949-1959 1960-1977	4*	2*	2*	4*	2*	12(NS)	9(NS)	6*	4*	4*	4*	6*
Kon- trole	1954-1959 1960-1976	10(NS)	9(NS)	10(NS)	11(NS)	11(NS)	11(NS)	9(NS)	11(NS)	9(NS)	11(NS)	9(NS)	9(NS)
III	1952-1964 1965-1976	7*	9(NS)	6*	6*	6*	6*	4*	4*	4*	4*	4*	4*
Kon- trole	1954-1964 1965-1976	12(NS)	8(NS)	13(NS)	17(NS)	11(NS)	13(NS)	13(NS)	13(NS)	12(NS)	14(NS)	10(NS)	8(NS)
VII	1953-1967 1968-1975	12(NS)	12(NS)	12(NS)	13(NS)	11(NS)	13(NS)	10(NS)	10(NS)	9(NS)	11(NS)	8(NS)	8(NS)
Kon- trole	1954-1967 1968-1976	10(NS)	14(NS)	17(NS)	15(NS)	16(NS)	13(NS)	11(NS)	13(NS)	10(NS)	14(NS)	8(NS)	8(NS)
IX	1956-1967 1968-1977	10(NS)	11(NS)	15(NS)	9(NS)	15(NS)	15(NS)	13(NS)	9(NS)	11(NS)	9(NS)	6*	8(NS)
Kon- trole	1955-1967 1968-1977	10(NS)	14(NS)	10(NS)	11(NS)	10(NS)	10(NS)	15(NS)	12(NS)	9(NS)	9(NS)	10(NS)	6*
Jare waarin gras gebrand is. Jare nie-gebrand - Opv. IV		8(NS)	7(NS)	11(NS)	9(NS)	8(NS)	10(NS)	7(NS)	12(NS)	9(NS)	11(NS)	12(NS)	11(NS)

* Beduidend by die 5% vertrouenspeil

gerangskik word in kronologiese orde. As die veranderlikes van die twee steekproewe eweredig verspreid is na samevoeging, sal die r -waarde hoog wees en andersom. Die waarskynlikheid om r aantal lopies te kry, is gebaseer op die totale aantal moontlike rangskikkings:

$$\binom{N_1 + N_2}{N_1} = \binom{N_1 + N_2}{N_2}$$

Die berekening van die waarskynlikheid van $r \leq$ 'n sekere waarde word in Siegel (loc.cit. 136) gegee. Wat egter van belang is, is dat die soort afwykings waarna in hierdie studie gesoek word, naamlik neigings in stroomvloei, as klein r -waardes manifesteer. Die resultate van die toets, toegepas op totale jaarlikse stroomvloei, word in Tabel 5.15 gegee en dié van maandelikse totale in Tabel 5.16. Die periodes soos voorgestel in die Tabelle is arbitrêr bepaal.

- (1) Opv. I: uit beide r en Z -waardes van die Wald-Wolfowitz toets word afgelei dat stroomvloei van Opv. I gedurende die vroeë periode nie verskil van dié gedurende die later periode nie.

Alhoewel die Opvanggebied oor altwee die periodes behandeling ontvang het (beweiding), is verwag dat degradasie van die grondoppervlakte en plantegroeisamestelling (as daar enige was) 'n groter invloed op stroomvloei gedurende

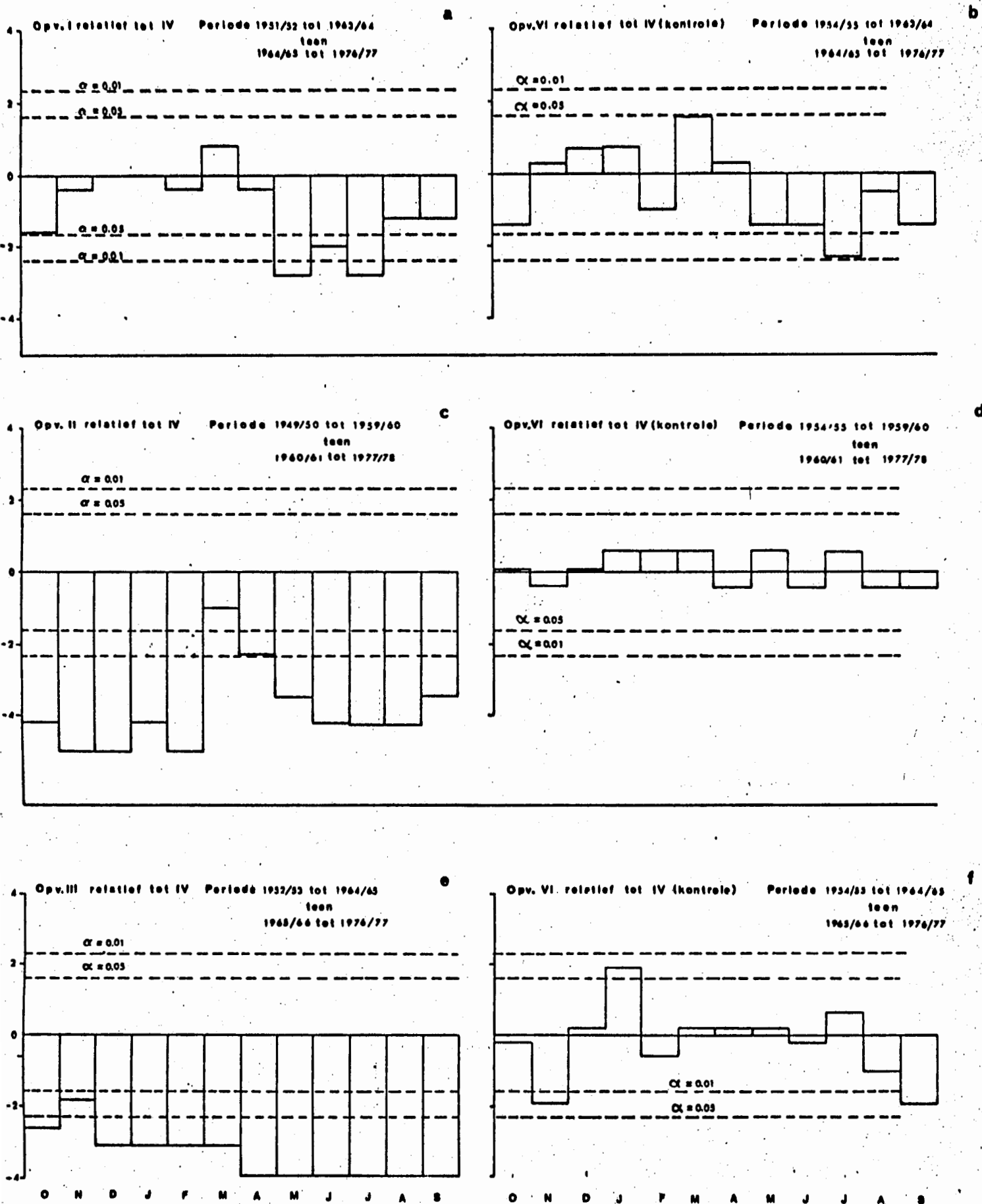


Fig. 5.13 z-Waardes van Wald-Wolfowitz toets toegepas op maandelikse stroomvloei van Cathedral Peak Opvanggebiede

131a

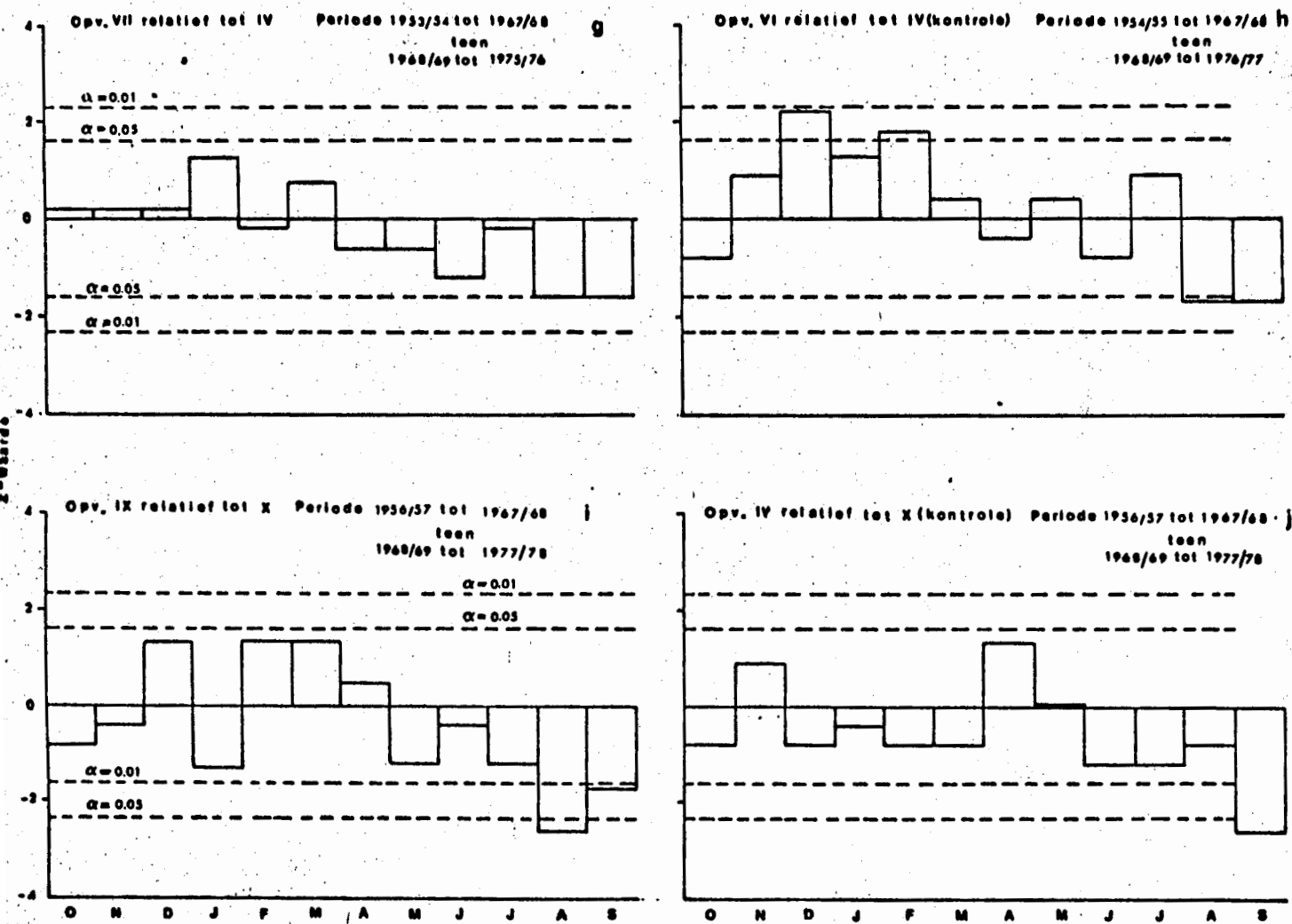


Fig. 5.13 Vervolg

die later periode sou gehad het.

Die afleiding wat gemaak word, is dat die beweidingsprogram nie 'n beduidende invloed op enige aspek van die totale jaarlikse stroomvloeiveranderlikes gehad het nie.

r-Waardes vir die kontrole Opv. IV impliseer ook geen verskille in stroomvloei vir die vroeër en later periode nie. Die feit dat daar volgens die Z-waarde 'n beduidende verskil in die stroomvloei van die twee periodes by die vyf persent vlak voorkom, kan toegeskryf word aan 'n verkeerde aanname van normaliteit van die r-verdeling. Soos reeds gemeld, regverdig die steekproefgroottes in hierdie geval nie die gebruik van die Z-waarde nie. Die resultate van die Z-waardes kan dus geïgnoreer word. Soos bo genoem, is dit lae waardes van r wat in hierdie ondersoek belangrik is. Die hoë r-waardes (17) staaf dat die Z-waarde geïgnoreer kan word.

Die H_0 vir stroomvloeitotale van Mei en Julie word verwerp (sien Tabel 5.16). Dit wil sê stroomvloei-eienskappe het wel gedurende hierdie twee maande verander met verloop van tyd. Die aard van die verandering kan egter nie uit hierdie toets vasgestel word nie. Die Z-waardes soos bereken vir maandelikse stroomvloeitotale is in Fig. 5.13 skematies voorgestel met kontrole Opv. IV, vir vergelyk-

bare periodes, daarnaas. Die figure is net bedoel om visuele voorstellings van die relatiewe veranderings te gee.

- (2) Opv. II: die H_0 word verwerp. Dit is baie duidelik dat bebossing in Opv. II 'n sterk verandering in die stroomvloeiveranderlike gedurende die periode 1960/61 tot 1977/78 teweeggebring het. Behalwe vir 'n onverklaarbare nie-beduidende afwyking gedurende Maart en April, skyn die invloed van bebossing eweredig oor die jaar verspreid te wees.
- (3) Opv. III: jaarlikse en maandelikse stroomvloeitotale van Opv. III volg, behalwe vir Maart en April, dieselfde patroon as Opv. II en dui op 'n hoogs beduidende invloed van bebossing op stroomvloei gedurende al die maande.
- (4) Opv. VII: die H_0 word vir jaarlikse totale en vir totale van alle maande van die jaar aanvaar, m.a.w. daar is geen aanduiding dat die behandeling soos toegepas in hierdie Opvanggebied, enige invloed op die stroomvloeiveranderlike gehad het nie.
- (5) Opv. IX: die H_0 word vir jaarlikse totale aanvaar, asook vir totale van alle maande behalwe Augustus. Daar is 'n aanduiding dat vloeienskappe gedurende hierdie maand

verander het. Verdere toetse sal egter nodig wees om hierdie resultate te staaf en om die aard van die veranderinge vas te stel.

- (6) Beheerde brande: die veranderings al dan nie in stroomvloei-veranderlikes word aan behandelings in die Opvanggebiede toegeskryf. Die eksperimentele uitleg is egter nie beplan om die invloed van brand gedurende enige een jaar op stroomvloei te kan bepaal nie. Om hierdie probleem die hoof te bied, is soos volg te werk gegaan: maandelikse stroomvloeddata van Opv. IV en Opv. X is in twee stelle data verdeel. Die eerste bestaan uit verskille in stroomvloei tussen Opve. IV en IX vir al die jare waarin daar wel in Opv. IV gebrand is en nie op Opv. IX nie. Die tweede stel data bestaan uit die verskille in stroomvloei tussen Opve. IV en IX vir al die jare waarin beide nie gebrand is nie; in effek dus 'n toetsing van nie-brandjare teen brand-jare. Die resultate van die lopies-toets wat op die twee stelle data uitgevoer is, word in Tabel 5.16 weergegee. Geen beduidende verandering is deur die toets uitgewys nie; selfs nie in die maande waarin brandbehandelings normaalweg toegepas word nie, d.w.s. September en Oktober.
- (7) Opsomming: die gebruik van nie-parametriese toetsing vir die ontleding van stroomvloei is nie voldoende nie. Omdat

met absolute kwantiteite gewerk word instede van korrelasieverhoudinge, moet uiterste sorg aan die dag gelê word dat omsettings van volume stroomvloei na eenhede wat oppervlaktes in berekening bring, akkuraat is. Wanneer Opvanggebiede met mekaar vergelyk word, kan klein foute in die Opvanggebiedoppervlakte groot foute in die aanvaarding of verwerping van die H_0 tot gevolg hê.

Periodisiteit, veral as die waarnemingstydperk kort is, kan verkeerde gevolgtrekkings veroorsaak.

Daar is probeer om bogenoemde probleme te bowe te kom deur te werk te gaan soos vroeër in die hoofstuk beskryf. Die resultate wat verkry is, is egter nog onbevredigend aangesien geen gevolgtrekkings van die kwantitatiewe invloed van behandelings gemaak kan word nie. Geen gevolgtrekkings betreffende die behandelingsinvloed met verloop van tyd kan ook gemaak word nie. Die enigste toepassing van hierdie soort toets is om die relatiewe invloed gedurende verskillende maande van die jaar uit te beeld, soos in Fig. 5.13.

Alhoewel nie-parametriese toetse in hidrologiese studies gebruik word, bv. Langford (1976), Bonell & Gilmour (1978) moet gevolgtrekkings wat daarop gebaseer is dus uiters versigtig hanteer word.

5.5.2.2 Regressie en korrelasie

Daar is nie in hierdie studie ingegaan op die onderliggende beginsels en die toepassing van regressie in die hidrologie nie. Yevjevich (1972) gaan uitvoerig daarop in en ander besprekings daarvan is volop (Chow, van Te, 1964; Wicht, 1967;

Bruce and Clark, 1966; Wallis, 1965).

Die korrelasie tussen twee veranderlikes kan deur middel van 'n regressievergelyking voorgestel word; die veranderlikes het egter nie altyd 'n oorsaakgevolg verband nie. Wanneer stroomvloei met die reënval in 'n spesifieke opvanggebied gekorreleer word, is daar 'n oorsaakgevolg verband. Soms word stroomvloei van een opvanggebied met dié van 'n aangrensende opvanggebied gekorreleer; in so 'n geval is beide veranderlikes afhanklik van buite-faktore en word die mate waarin die veranderlikes tesame varieer en met mekaar verband hou bereken.

Daar is wel 'n goeie verband tussen totale jaarlikse stroomvloei en reënval in die Cathedral Peak Opvanggebiede maar so dra die intervalle van stroomvloei totale kleiner word ver swak hierdie verband soos ook uit Fig. 5.12 afgelei kan word. Daar is gevolglik op die volgende prosedure van analise besluit:

- (1) Stroomvloei van 'n behandelde opvanggebied is vir die voorbehandelingstydperk (kalibrasietydperk) vergelyk met stroomvloei van 'n aangrensende of nabygeleë opvanggebied. 'n Regressie-analise is gebruik om die verband te bereken.
- (2) Die regressievergelyking is gebruik om geprojekteerde verwagte waardes te bereken vir die behandelingsperiode. Die afwykings van die werklike waargenome waardes vanaf die verwagte waardes is vervolgens as 'n tydreëks gestip. Hierdie metode word algemeen gebruik in die hidrologie (Hibbert, 1967; Langford, 1976; Van Wyk, 1977) en gee 'n aanvaarbare voorstelling van veranderinge in

stroomvloei met tyd.

- (3) Veranderings in stroomvloei (waar sulke veranderings duidelik blyk uit die diagramatiese voorstellings) is bereken as die gemiddelde van die afwykings vanaf die verwagte waardes, buite die vertrouensgrense bereken volgens 'n vertrouenspeil van 0,01.
- (4) Die ondersoek is beperk tot maandelikse en jaarlikse totale stroomvloei.

Die keuse van 'n kalibrasieperiode was in sommige gevalle 'n probleem aangesien in die behandelingsvoorskrifte vir die Opvanggebiede nie doelbewus voorsiening gemaak is vir kalibrasie nie. Die periodes wat in hierdie studie vir kalibrasie gebruik is, is gevolglik op arbitrêre wyse gekies. In sommige gevalle is geen kalibrasieperiode gebruik nie en is 'n regressievergelyking bereken deur gebruik te maak van data oor die volledige periode van rekord. Afwykings vanaf die regressie is dan as 'n tydreëks gestip.

Behalwe vir Opv IX is stroomvloei van al die Opvanggebiede gekorreleer met dié van Opv IV. Stroomvloei van Opv IX is gekorreleer met Opv X. Die veranderinge in stroomvloei soos bepaal deur hierdie analise moet dus gesien word as relatief tot stroomvloei van die spesifieke kontrole Opv. Die aanname is dat al die Opvanggebiede aan eenvormige klimaatstoestande onderhewig is.

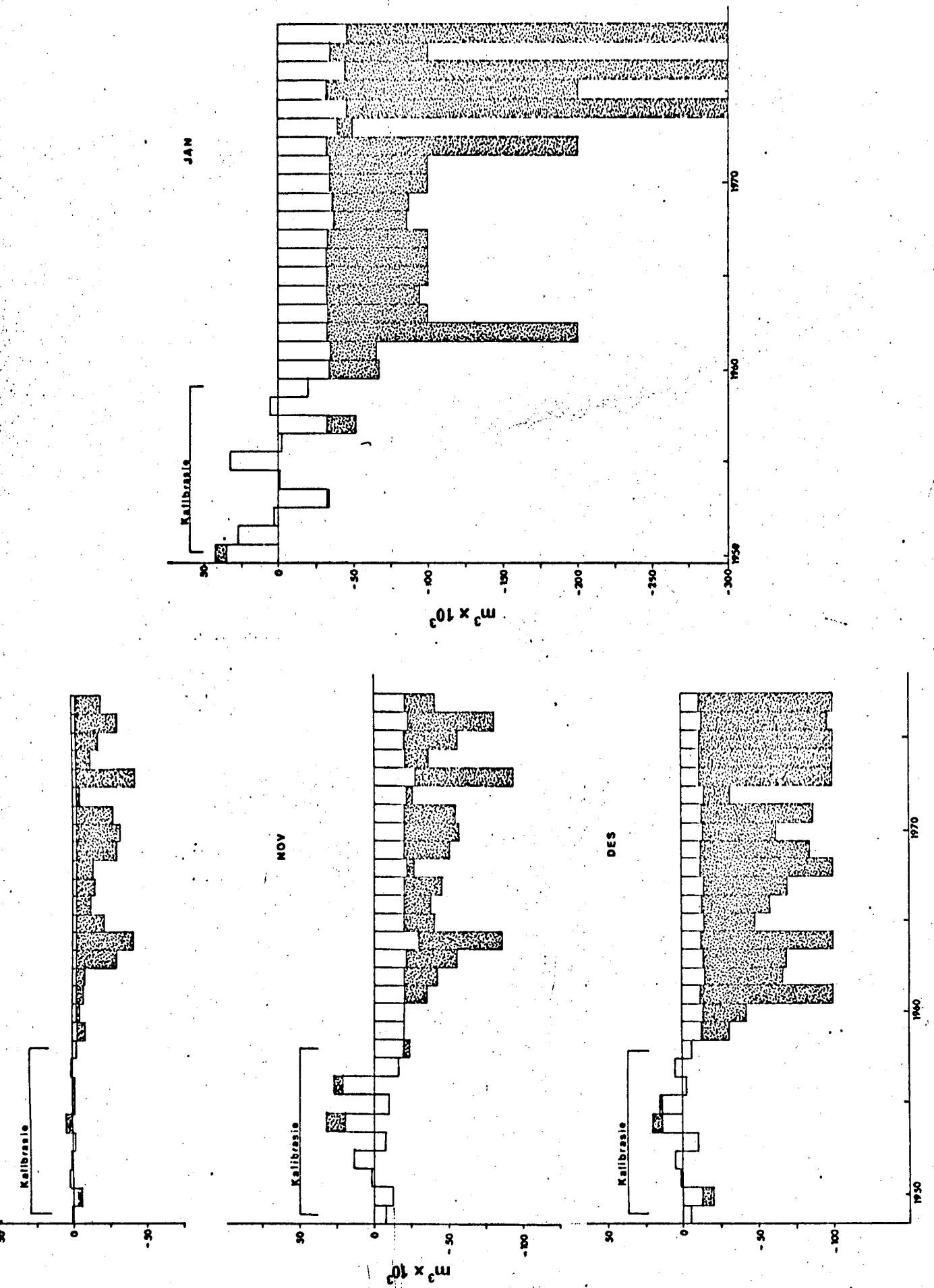


Fig. 5.14: Opv. II: Afwykings vanaf die verwagte maandelikse stroomvloei relatief tot Opv. IV.

138a

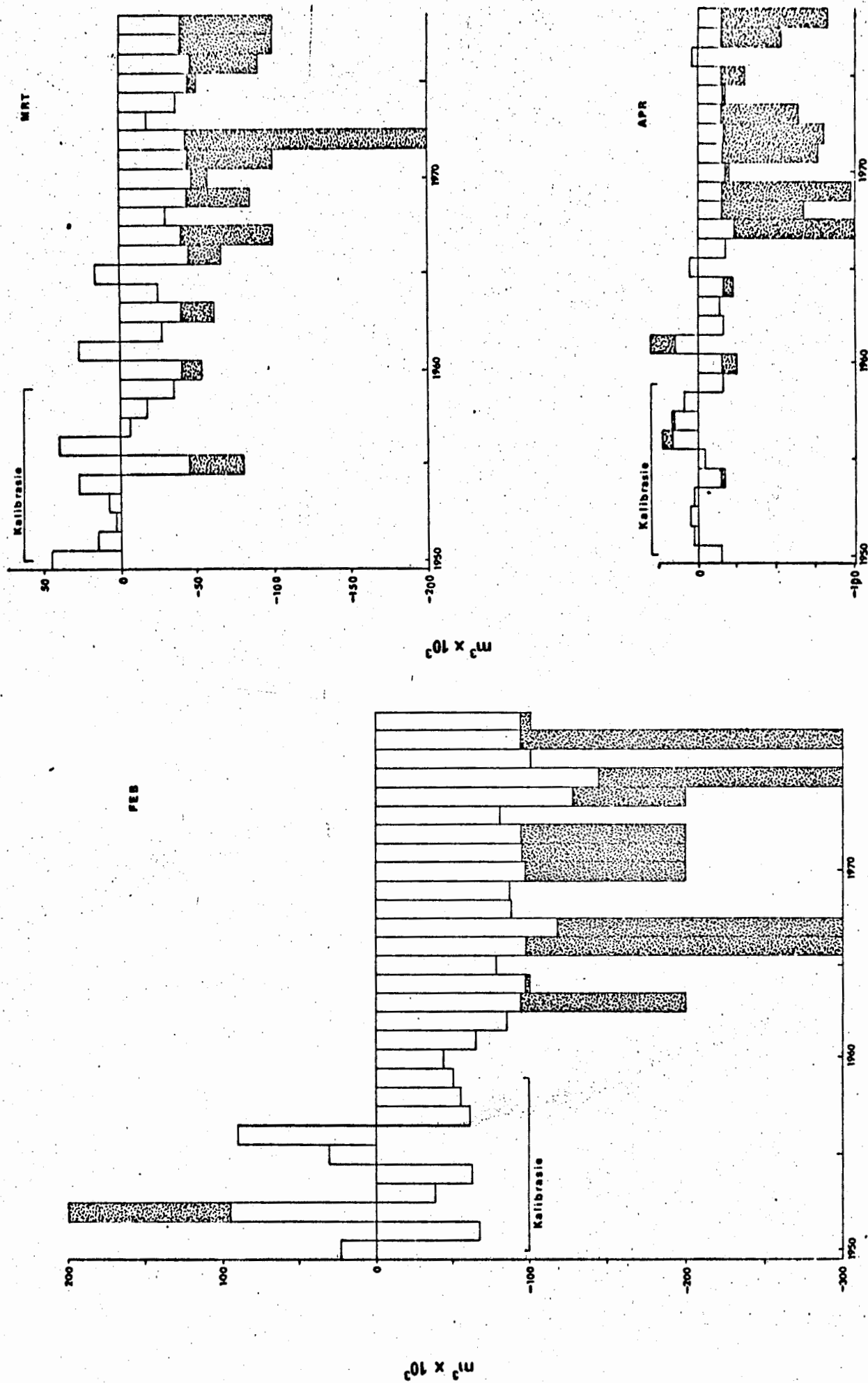


Fig. 5.14. Vervolg.

138b



Fig. 5.14 Vervolg

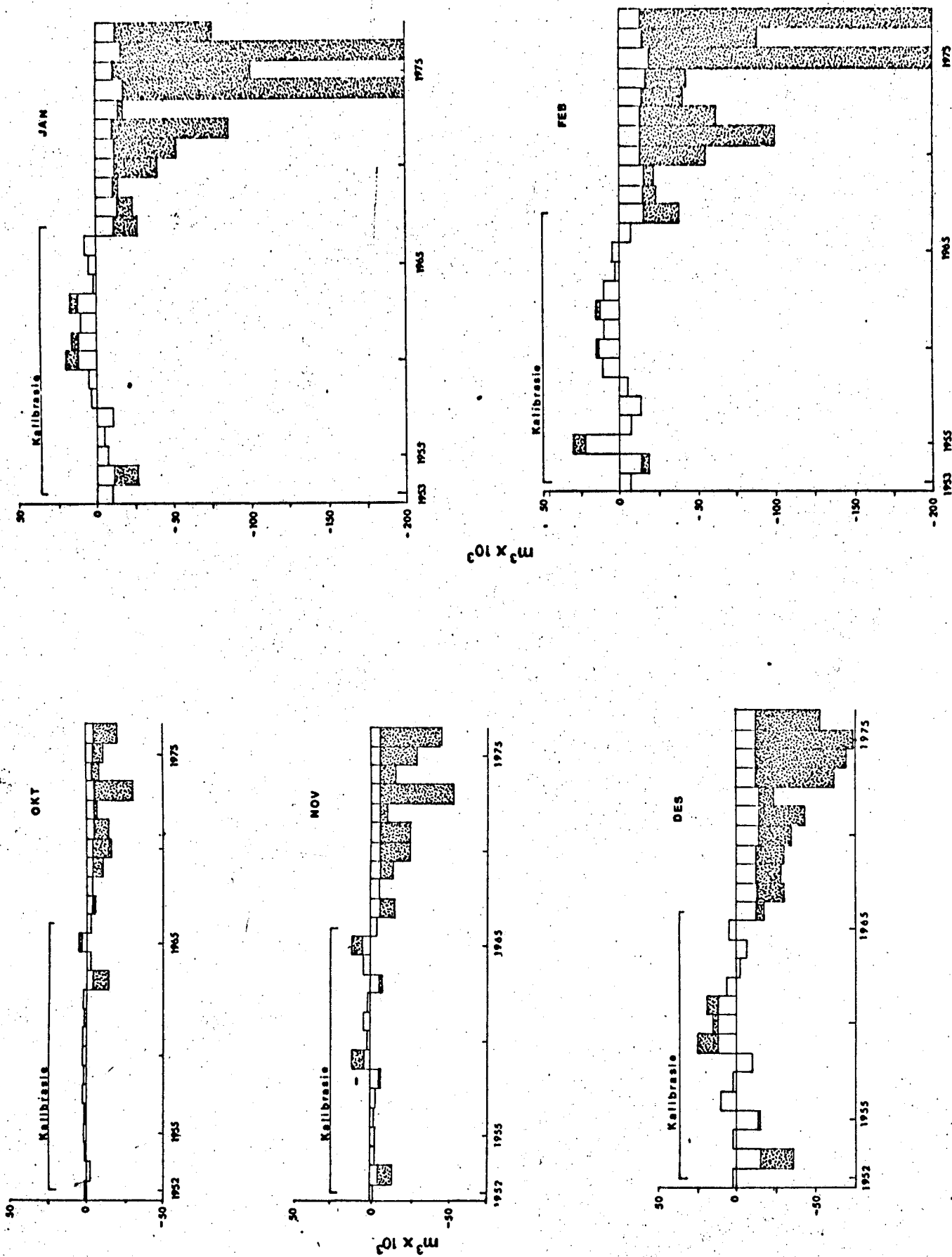


Fig. 5.15 Opv III: Afwykings vanaf die verwagte maandelikse stroomvloei relatief tot Opv IV

139a

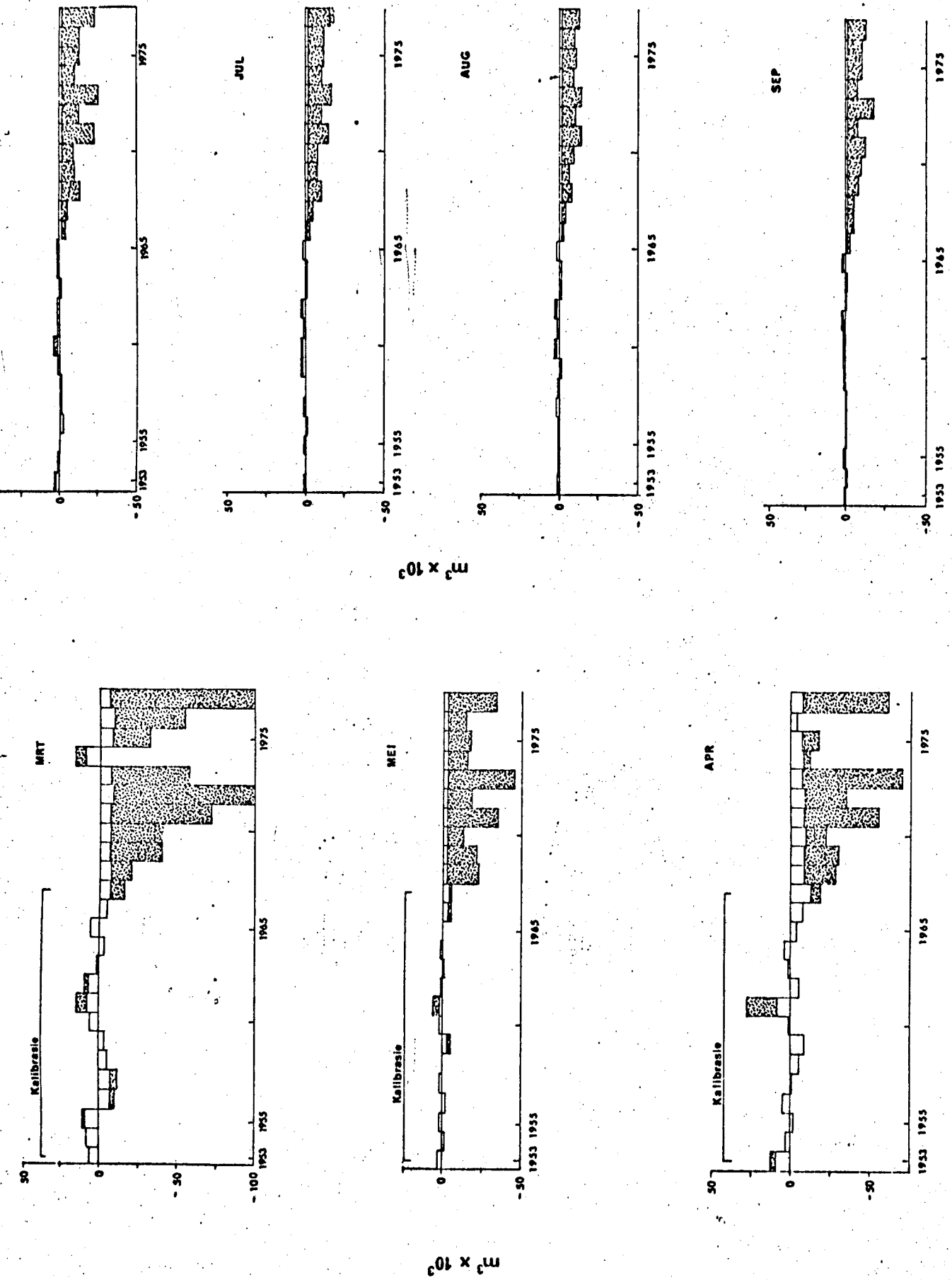


Fig. 5.15 Vervolg

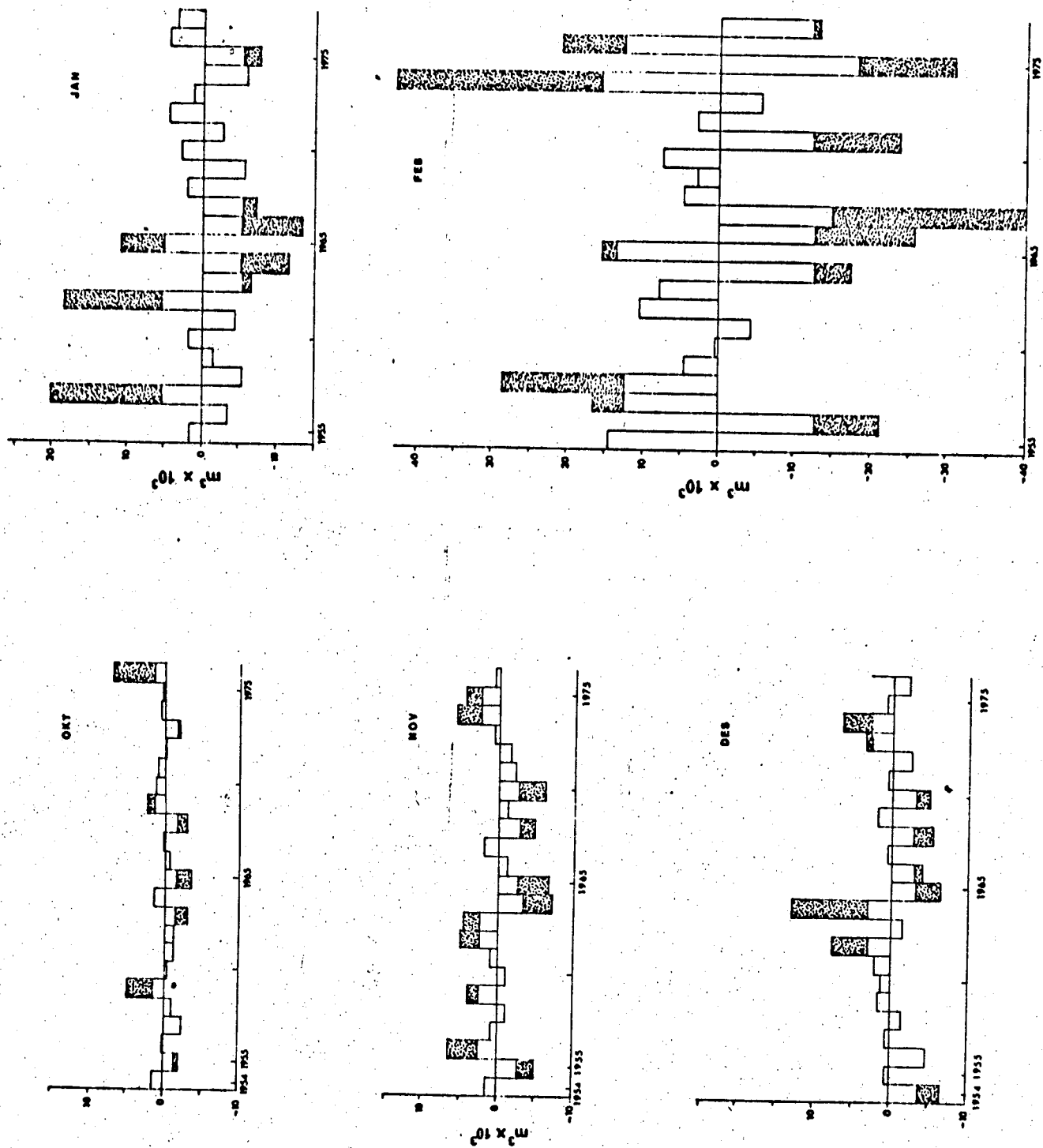


Fig. 5.16 Opv. VI: Afwykings vanaf die verwagte maandelikse stroomvloei relatief tot Opv. IV

140a

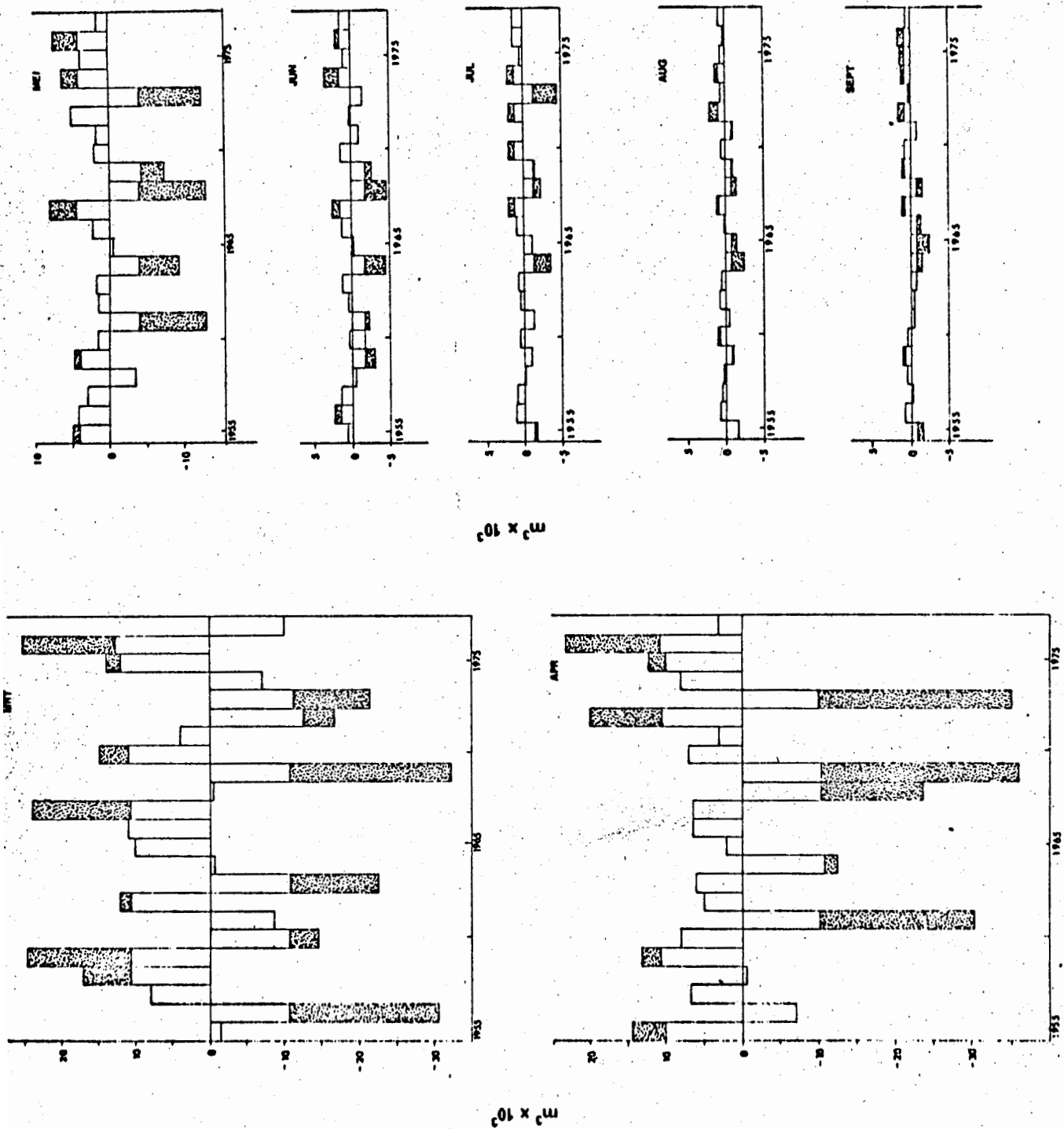


Fig. 5.16 Vervolg

TABEL 5.17: Gemiddelde afwykings in maandelikse totale stroomvloei (mm) oor die periodes 1959/60 tot 1977/78 vir Opv II en 1967/68 tot 1976/77 vir Opv III

Opv	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	Totaal
II	9	14	36	53	50	29	18	9	7	6	5	5	241,0
III	6	14	23	50	48	36	20	15	9	7	6	6	240,0

Die resultate van stroomvloei-ontledings van sommige Opvanggebiede word in Figure 5.14 tot 5.16 diagramaties voorgestel (Vir besparing van ruimte word slegs dié wat noemenswaardige neigings toon, weergegee). Die gemiddelde afwykings van die verwagte stroomvloei word in Tabel 5.17 opgesom. Die regressieparameters word in Tabel 5.18 weergegee.

- (1) Opv I: Die resultate van nie-parametriese toetse het getoon dat die statistiese eienskappe van stroomvloei gedurende die maande Mei en Julie beduidende veranderinge met verloop van tyd ondergaan het; verdere afleidings oor die aard van die verandering was egter nie moontlik nie. Inspeksie van die afwykings vanaf die regressie het getoon dat geen noemenswaardige veranderinge of neigings in stroomvloeihoeveelhede gedurende enige van die maande voorgekom het nie. Die afleiding is dus dat die hoeveelheid stroomvloei gedurende nie een van die maande verander het nie; alhoewel daar veranderinge in die verspreiding, skeefheid of kurtose kon gewees het. Die eerste 10 jaar is as kalibrasieperiode gebruik.
- (2) Opv II: Die resultate van maandelikse stroomvloei-ontleding word in Figuur 5.14 weergegee. Denne-aanplantings in hierdie Opvanggebied het in 1951 plaasgevind.

TABEL 5.18: Regressieparameters van maandelikse stroomvloei totale van verskillende Opvanggebiede gekorreleer met mekaar

	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	
OPV I vs IV	b ₀ b ₁ KK R ² S	412,4 0,4788 0,9712 0,9433 1357,7	1306,2 0,4103 0,9483 0,8993 1786,4	5060,8 0,3018 0,8661 0,7502 5639,9	2893,6 0,3445 0,9723 0,9453 5917,6	6347,6 0,3193 0,9861 0,9724 5318,5	3767,2 0,3578 0,9669 0,9348 6540,2	4166,1 0,3349 0,9602 0,9219 3716,8	3075,6 0,3419 0,9195 0,8456 1960,5	1559,1 0,3710 0,9061 0,8210 958,0	2068,2 0,3357 0,8719 0,7602 665,3	2165,1 0,3148 0,7827 0,6126 652,2	1113,5 0,5341 0,9639 0,9290 790,7
OPV II vs IV	b ₀ b ₁ KK R ² S	-377,8 2,0932 0,9985 0,9969 2011,5	5719,6 2,4960 0,8991 0,8084 19925,8	10082,1 2,7719 0,9957 0,9915 12493,9	43400,2 2,2216 0,9864 0,9729 31234,4	50365,4 2,1905 0,9308 0,8665 90758,4	-55699,4 2,6411 0,9740 0,9486 39498,4	-33163,7 2,4637 0,9791 0,9587 14835,9	5619,9 1,8179 0,8960 0,8029 7912,0	21865,7 1,1413 0,7431 0,5522 4779,4	22646,3 0,8252 0,7066 0,4993 2767,3	18005,8 0,8058 0,6424 0,4126 2941,0	4816,8 1,5214 0,9771 0,9547 2669,8
OPV III vs IV	b ₀ b ₁ KK R ² S	26,8 1,4359 0,9795 0,9594 4314,7	233,3 1,5480 0,9461 0,8951 7268,0	16261,9 1,3092 0,9500 0,9025 16119,9	8726,6 1,4683 0,9873 0,9747 15054,3	16129,2 1,3728 0,9915 0,7831 17340,9	-9551,3 1,4231 0,9936 0,9872 8996,4	12044,7 1,3565 0,9847 0,9696 10632,1	6035,0 1,3798 0,9881 0,9764 3142,0	3818,6 1,3578 0,9656 0,9324 2073,9	3704,6 1,2810 0,9484 0,8994 1561,5	4666,3 1,1731 0,8962 0,8031 1541,1	1732,5 1,3361 0,9303 0,9611 1320,7
OPV VI vs IV	b ₀ b ₁ KK R ² S	8906,2 0,4759 0,9156 0,8383 2551,9	12229,8 0,3989 0,7802 0,6088 4120,9	7888,9 0,4663 0,9449 0,8928 4843,1	2713,2 0,5408 0,9764 0,9533 8818,5	-5931,8 0,6734 0,9602 0,9220 20432,4	-6001,3 0,7705 0,9506 0,9036 17773,9	3897,2 0,7530 0,8617 0,7426 17000,8	3152,6 0,8680 0,8707 0,7582 6751,3	2099,4 0,9456 0,9215 0,8492 2251,2	1313,6 0,9902 0,8911 0,7941 1835,6	2554,0 0,9385 0,9087 0,8257 1120,7	6761,4 0,6346 0,9509 0,9042 1157,5
OPV VII vs IV	b ₀ b ₁ KK R ² S	-2906,4 0,4707 0,9782 0,9570 1415,2	-1374,9 0,4134 0,9396 0,8828 2104,1	-322,5 0,3989 0,8747 0,7651 8011,8	1525,8 0,3805 0,9555 0,9130 7804,5	547,9 0,3781 0,9888 0,9777 5750,1	-193,1 0,3996 0,8903 0,7926 11614,9	-6296,6 0,4434 0,9781 0,9568 3940,0	-2786,5 0,4068 0,9606 0,9227 1670,4	-2573,4 0,4058 0,8735 0,7629 1261,0	-1464,7 0,3386 0,8000 0,6401 963,4	-1540,0 0,3627 0,7715 0,5952 774,6	-3260,5 0,4930 0,9657 0,9354 831,7
OPV IX vs X	b ₀ b ₁ KK R ² S	-835,6 0,9446 0,9818 0,9640 1600,2	-569,8 0,9815 0,9273 0,8599 2885,8	6357,8 0,7440 0,9400 0,8837 4698,1	3579,7 0,7372 0,9907 0,9816 3925,8	6050,6 0,7010 0,9949 0,9898 3830,0	2635,0 0,7582 0,9886 0,9773 5494,4	3107,1 0,7256 0,9902 0,9805 3062,1	1723,6 0,7465 0,9725 0,9458 2137,9	2763,5 0,6874 0,9844 0,9691 702,3	2523,8 0,6784 0,9673 0,9357 668,9	1591,3 0,7190 0,9745 0,9497 446,4	-1341,5 0,9417 0,9332 0,9667 817,0

Die kalibrasieperiode was dus baie kort en is verleng om die eerste 7 jaar na bebossing in te sluit. Daar is aanvaar dat bebossing vir die eerste 7 jaar 'n minimale invloed op die stroomvloei sou hê.

Die diagramme dui op 'n baie duidelike vermindering in stroomvloei van Opv II. Gedurende die maande Mei tot September het dit toenemend verminder tot om en by 1971 en daarna begin toeneem. Hierdie verskynsel is nie waarneembaar gedurende die maande met hoë reënval nie. Berekende gemiddelde maandelikse verminderings in stroomvloei word in Tabel 5.17 weergegee. Soos vroeër uitgewys kan hierdie hoeveelhede veral ten opsigte van sekere maande nie onvoorwaardelik aanvaar word nie omdat die vertrouensgrense nie noodwendig korrek is nie. Foute in dié verband is egter na verwagting klein omdat die veranderinge in stroomvloei so groot is.

Die nie-beduidende verandering in stroomvloei van Opv II gedurende Maart en April soos verkry uit resultate van die nieparametriese toetse kon nie gestaaf word deur die resultate van die regressie-analise nie.

Die invloed van boskultuurbehandelings, soos bv. die dunning na 740 s. ha^{-1} wat in Oktober 1969 begin is, asook die dunning wat in Desember 1965 begin is, was

nie uit die diagramme waarneembaar nie.

Die verskyning van Euproctis terminalis in 1971 en die ontblaring van bome in die wintermaande van die daaropvolgende jare val egter saam met die vermeerdering in stroomvloei vanaf 1972 gedurende die maande Mei tot en met September. Dit blyk dus asof ontblaring deur Euproctis die stroomvloei beïnvloed het.

- (3) Opv III: Denne-aanplantings in die Opvanggebied het in 1959 (Januarie) 'n aanvang geneem, maar die periode 1952 tot 1966 is as kalibrasieperiode geneem vir ontledingsdoeleindes. Afwykings vanaf die verwagte stroomvloei met tydsverloop is in Fig. 5.15 weergegee. Hieruit kan afgelei word dat bebossing 'n sterk afname in stroomvloei gedurende elke maand van die jaar tot gevolg gehad het. Die onverwagte toename in stroomvloei gedurende Maart 1974 kan nie verklaar word nie. Dit blyk asof stroomvloei gedurende die maande April tot Junie 'n maksimum vermindering in 1973 getoon het en asof stroomvloei daarna weer begin toeneem het. Hierdie beëindiging gedurende 1973 van die progressiewe vermindering in stroomvloei val saam met die ontblaring deur Euproctis terminalis en staaf die moontlike invloed wat ontblaring op stroomvloei uitgeoefen het; juis omdat die ruspers gedurende die maande Maart tot Oktober voorkom. Die in-

vloed van boskultuurwerkzaamhede op stroomvloei kon nie uit die diagramme afgelei word nie.

- (4) Opv VII: Geen neiging of patroon van stroomvloeiverandering kon in hierdie opvanggebied waargeneem word nie. Dit is in 1966 bebos (Januarie) en het in September 1972 heeltemal afgebrand. Geen veranderings in die stroomvloei kon uit die diagramme afgelei word nie; self nie ná die brand en nadat die oorblywende bome gevel is nie. Die bome wat ná die brand herstel het, is in 1975 gekap. Hulle het 'n gemiddelde hoogte van agt meter gehad, 'n gemiddelde deursnee van 13 cm en was oor die hele opvanggebied versprei teen 'n digtheid van 148 s. ha⁻¹.

Die periode vanaf die begin van stroomvloeimeting tot drie jaar voor die brand is as kalibrasieperiode geneem (16 jaar).

- (5) Opv IX: Alhoewel Opvanggebied IX beskerm was teen brand het dit tog per geleentheid per ongeluk uitgebrand; nogtans was daar 'n redelike mate van suksessionele ontwikkeling in die plantegroei (soos vroeër bespreek). Om die invloed van hierdie behandeling op die stroomvloei van Opv. IX te bepaal, is stroomvloei van Opv. IX vergelyk met dié van Opv X. Geen neigings in stroomvloei

gedurende die hoë reënvalmaande kon waargeneem word nie. Dit kom egter voor asof daar sedert 1970 meer negatiewe afwykings (dit wil sê 'n vermindering in stroomvloei van Opv IX) gedurende die maande Mei tot Oktober was. Die verskynsel is egter nie deurlopend nie en dit is dus onwaarskynlik dat dit 'n gevolg van behandeling kan wees. Dit word afgelei dat hierdie behandeling die stroomvloeilewering nie wesenlik beïnvloed het nie.

- (6) Opv VI: Hierdie Opvanggebied het vir alle praktiese doeleindes dieselfde behandeling as Opv. IV gehad. Die vergelyking van stroomvloei van hierdie Opvanggebied met dié van Opv IV is gedoen vir kontroledoeleindes. Bestudering van Fig. 5.16 waarin afwykings vanaf die regressie gestip is, toon dat daar geen neigings of veranderinge in stroomvloeiverhoudings tussen die twee Opvanggebiede was nie.
- (7) Ter opsomming kan dus gesê word dat bebossing met P.patula die enigste behandeling is wat met sekerheid 'n invloed op waterlewering in die Cathedral Peak Opvanggebiede gehad het. Stroomvloei is gedurende elke maand van die jaar relatief eenvormig beïnvloed. Volgens die bogenoemde ontledingsmetode het selfs drastiese veranderinge soos bv. die brand van agt jaar oue veld,

brand van 40 ha vier jaar oue dennebome en die afkap van dennebome met 'n DBH van 13 cm en 'n digtheid van 148 s.ha^{-1} , geen invloed op die stroomvloei gehad nie.

Die hoë individuele afwykings vanaf die regressie in die voorafgaande resultate bemoeilik soms die interpretasie en die uitkenning van neigings. Daar is dus besluit om jaarlikse totale stroomvloei asook die totale oor 'n sogenaamde droë periode (15 Julie tot 2 September), te onderwerp aan 'n regressieontleding waar die waardes van die afhanklike veranderlike uitgedruk word in terme van een waarde van die onafhanklike veranderlike naamlik die gemiddelde (\bar{X}). Stroomvloei van die behandelde opvanggebied is daarna vergelyk met die gemiddelde stroomvloei van 'n kontrole-opvanggebied deur die verstellde stroomvloei waardes as 'n tydreeks te stip. Hierdie metode word algemeen in die hidrologie toegepas (Brakensiek en Amerman, 1960; Langford, 1966; Wicht, 1967). Die vergelyking wat gebruik word om verstellde waarde te bereken is soos volg:

$$\text{Verstellde } Y \quad (\hat{Y}) = Y - b (X - \bar{X})$$

waar	Y	=	stroomvloeiwaarde van die behandelde opvanggebied
	b	=	regressiekoëffisient van die regressievergelyking bereken oor die kalibrasieperiode
	X	=	stroomvloei van die kontrole-opvang-

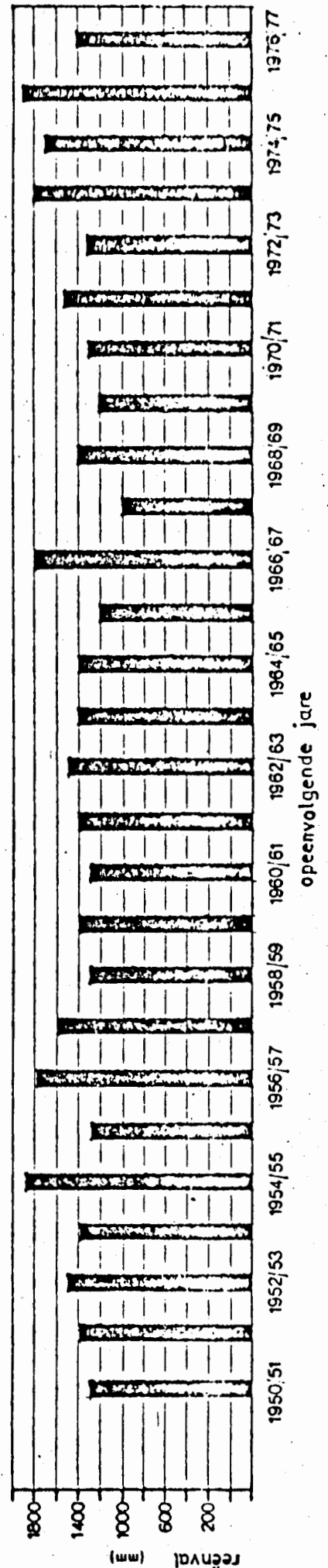
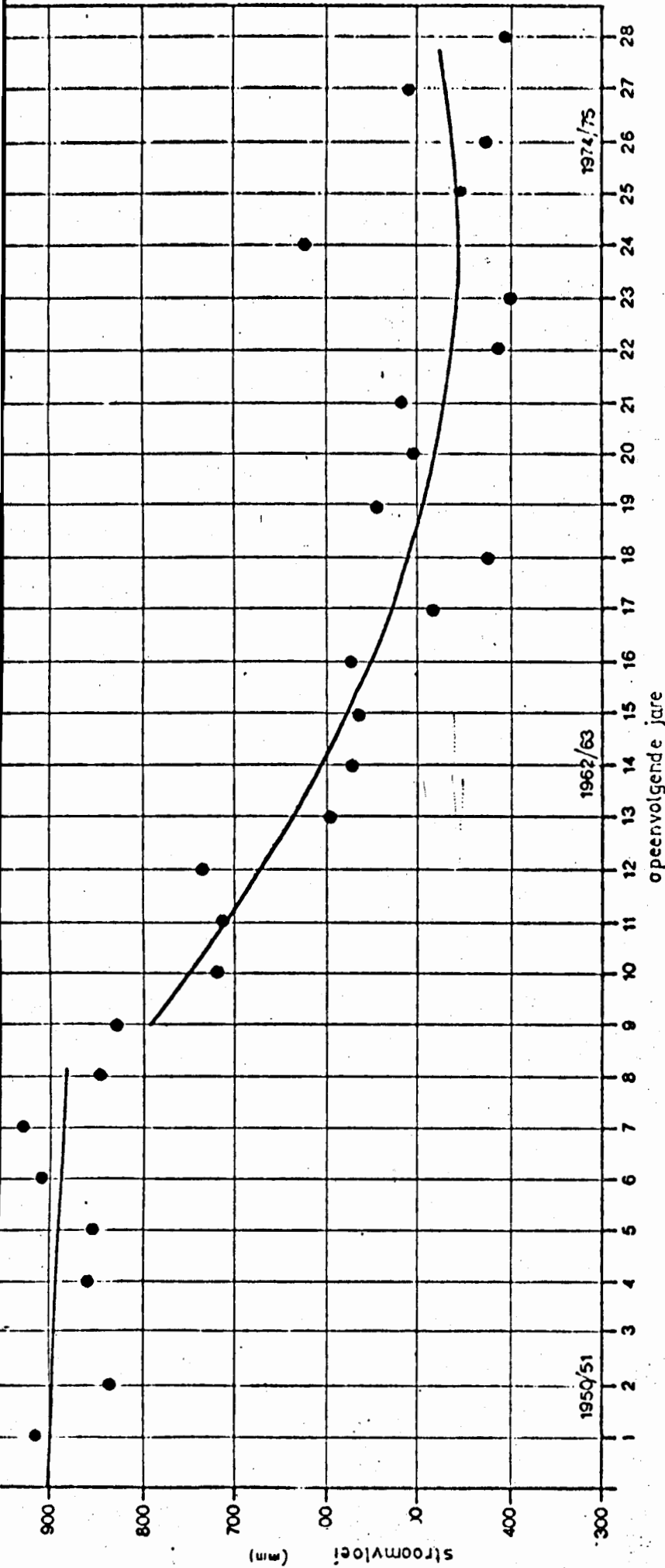


Fig. 5.17 Tydreeks van jaarlikse stroomvloei van bebosde Opv. II verstel teen gemiddelde stroomvloei van Opv. IV (grasveld)

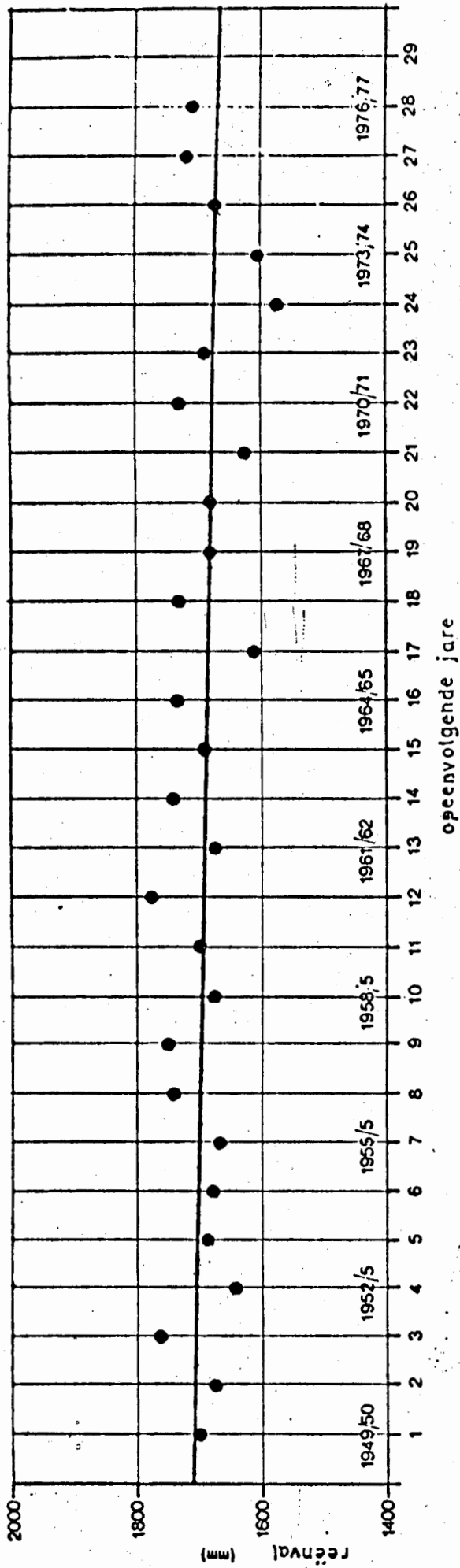


Fig. 5.18 Tydreeks van jaarlikse reënval Opv. II verstel teen gemiddelde reënval in Opv. IV

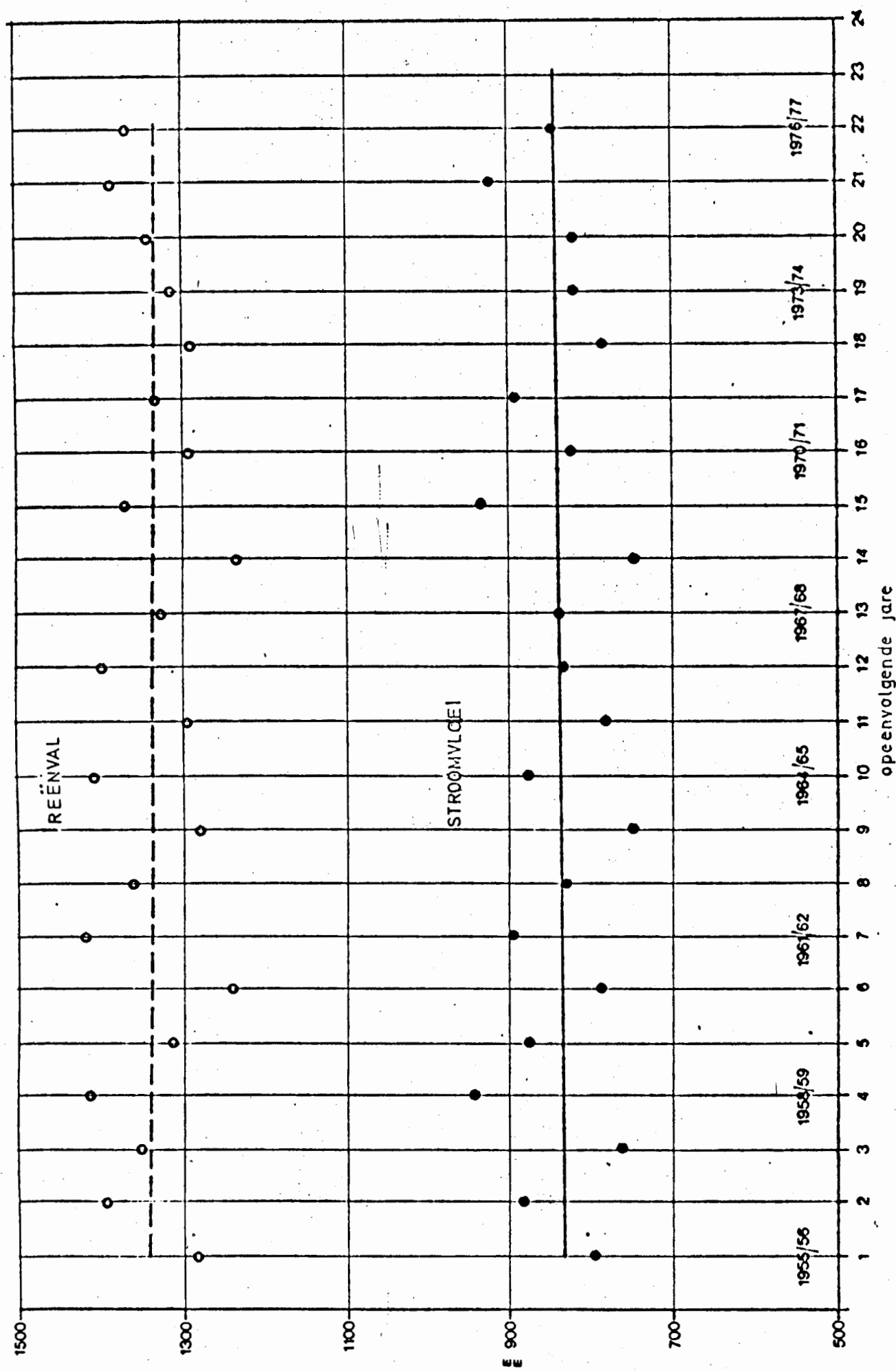


Fig. 5.19 Tydreeks van jaarlikse reënval en stroomvloei van grasveld Opv. VI verstel teen Opv. IV (Twee kontrole Opve)

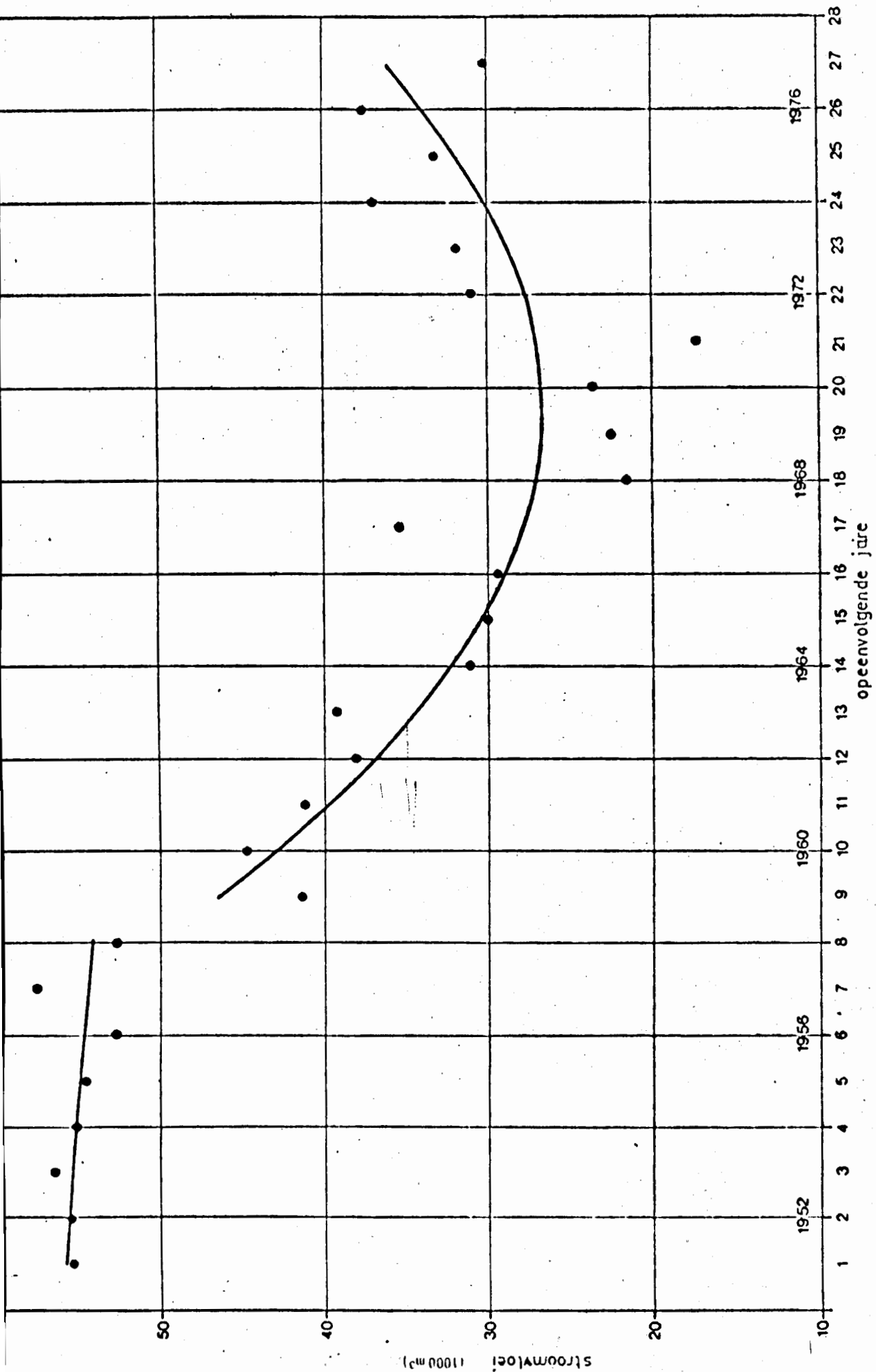


Fig. 5.20 Tydreeks van jaarlikse droë-periode stroomvloei van Opv. II verstel teen Opv. IV

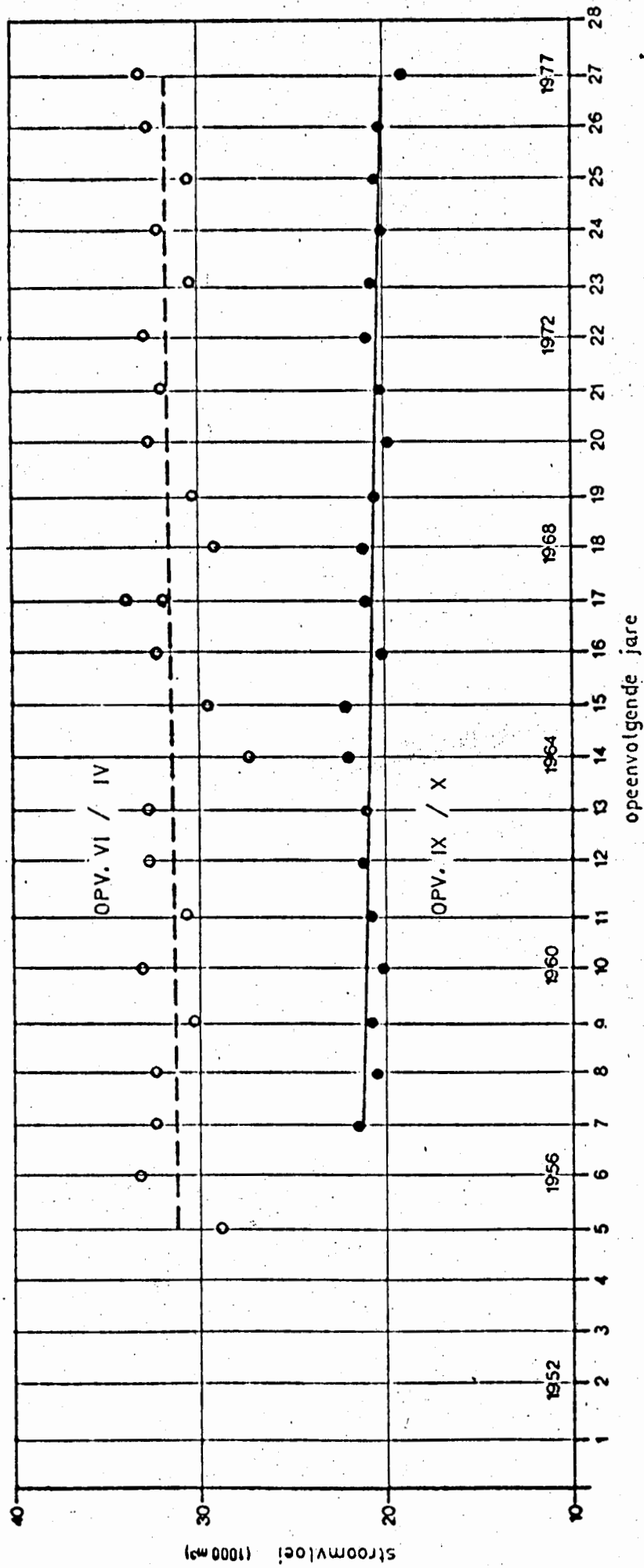


Fig. 5.21 Tydreeks van jaarlikse droë-periode stroomvloeit van Opve. VI & IX verstel teen Opve. IV & X respektiewelik

gebied

\bar{X} = gemiddelde stroomvloei van die
kontrole-opvanggebied

Die verstellde Y waardes is as 'n tydreeks gestip ten einde 'n goeie visuele voorstelling van neigings in die verstellde stroomvloeiwaardes te verkry. Hierdie neigings, indien enige, is bepaal deur liniêre en kwadratiese vergelykings daarop te pas. Dié vergelykings is gebruik om gemiddelde afwykings vanaf die verwagte stroomvloei te bereken. Die verstellde stroomvloeihoeveelheid aan die begin van die periode is aanvaar as die verwagte stroomvloei indien die opvanggebied nie behandel sou wees nie.

Die regressiestatistieke van die regressie word in Tabel 5.19/ weergegee. Die gemiddelde verandering in stroomvloei soos bereken volgens bogenoemde metode, is in Tabel 5.20 opgesom. Die tydreekse van die verstellde Y waardes vir verskillende opvanggebiede oor verskillende intervalle word in Fig. 5.17 tot 5.21 aangedui.

5.5.2.3 Bespreking van resultate

Die ontleding van maandelikse stroomvloeitotale dui volgens Tabel 5.17 op 'n gemiddelde jaarlikse vermindering van ongeveer 240 mm per jaar. Daar is 'n merkwaardige ooreenkoms in die hoeveelheid vermindering in die twee bebosde Opvangge-

TABEL 5.19: Regressie-eienskappe van stroomvloeiikorrèlasies waarop versterkte waardes gebaseer is

Totale jaarlikse stroomvloei en reënval (mm)						
Afhanklike veranderlike	Onafhanklike veranderlike	Gemiddelde Y	Gemiddelde X	Regressie koëffisiënt	Korrèlasie koëffisiënt	
Stroomvloei Opv. II	Stroomvloei Opv. IV	646,5	701,5	1,1373	0,8129	
Reënval Opv. II	Reënval Opv. IV	1689,2	1464,6	1,1324	0,9778	
Stroomvloei Opv. IX	Stroomvloei Opv. IX	578,7	548,4	0,9616	0,9915	
Stroomvloei Opv. IX	Reënval Opv. IX	578,1	1256,6	0,8285	0,8883	
Stroomvloei Opv. IX	Stroomvloei Opv. VI	578,2	751,1	0,6880	0,9832	
Reënval Opv. IX	Reënval Opv. VI	1256,6	1326,2	0,9725	0,9873	
Stroomvloei Opv. VI	Stroomvloei Opv. VI	835,6	700,6	1,2396	0,9830	
Reënval Opv. VI	Reënval Opv. VI	1327,6	1465,5	0,9189	0,9350	
Drie periode totale (m ³)						
Stroomvloei Opv. II	Stroomvloei Opv. IV	39083,8	29023,4	1,2379	0,3908	
Stroomvloei Opv. III	Stroomvloei Opv. IV	36138,2	29123,4	0,6537	0,3189	
Stroomvloei Opv. IX	Stroomvloei Opv. X	20644,4	24925,7	0,7137	0,9759	
Stroomvloei Opv. VI	Stroomvloei Opv. IV	31459,2	29437,3	0,9598	0,9242	

TABEL 5.20: Berekende verminderings in stroomvloed van Cathedral Peak Opvanggebiede

TOTALE JAARLIKSE STROOMVLOEI										
Opvang gebied No	Periode	Aantal Jare	Vermindering oor periode		Kumulatiewe vermindering			Vermindering gedurende laaste jaar van periode		
			m ³	mm	Gen. Jaarlikse vermindering mm	m ³	mm	Gen. Jaarlikse vermindering mm	Totale area mm	Bebosde area mm
II	1930/51 - 1956/57	7	Geen vermindering	9070600 4115400	318 433	9070600 13186000	4774 6940	217 257	440 418	595 565
	1957/58 - 1971/72	15								
	1972/73 - 1976/77	5								
IX	1956/57 - 1976/77	21	Geen vermindering							
DROË PERIODE TOTALE										
II	1951 - 1958	8	Geen vermindering	180590 142688 117376	10,6 15,0 12,4	180590 323278 440354	95,1 170,2 23,9	5,6 7,7 8,6	15 15 10	20 20 12
	1959 - 1967	9								
	1968 - 1972	5								
	1973 - 1977	5								
III	1951 - 1965	15	Geen vermindering	170950 120,0	10,0	170950	120	6,3	13	16
	1966 - 1977	12								
IX	1957 - 1977	21	Geen vermindering							

biede. Syfers vir Opv II stem nie ooreen met dié van Nänni (1970b) nie. Hy het bereken dat bebossing stroomvloei met ongeveer 500 mm jr^{-1} verminder het en het maandelikse verminderinge soos volg geskat:

Oktober	16 mm
November	28 mm
Desember	42 mm
Januarie	64 mm
Februarie	80 mm
Maart	80 mm
April	60 mm
Mei	47 mm
Junie	35 mm
Julie	19 mm
Augustus	15 mm
September	14 mm

Nänni se bevinding van 500 mm jr^{-1} vermindering was egter nie 'n gemiddelde hoeveelheid nie, maar die maksimum vermindering soos in die 17de jaar ná aanplanting. Verdeling van die tydreeks in verskillende periodes soos in Tabel 5.20 dui op syfers van stroomvloeivermindering wat ooreenstem met dié van Nänni (1970a, 1970b). Die gemiddelde vermindering van 240 mm (Tabel 5.17) sluit die hele periode van waarneming in en gee 'n aanduiding van die invloed wat bebossing op stroomvloei sal uitoefen oor 'n normale rotasie van 30 jaar. Dit vergelyk goed met die gemiddelde syfer van 257 mm in Tabel 5.20.

In Opv II (wat 'n reënval van 1680 mm jr^{-1} ontvang) is 'n maksimum vermindering in stroomvloei van 440 mm , 22 jaar na aanplanting bereken. Met die aanname dat hierdie vermindering veroorsaak is deur die denne-opstand wat 74 persent van die opvanggebiedoppervlakte beslaan, word 'n vermindering van 595 mm jr^{-1} verwag op 'n 100 persent bebosde gebied. Verminderings in die droë periode stroomvloei het 'n maksimum van 15 mm beloop in die 22e jaar ná vestiging van die denne; dit is teoreties ekwivalent aan 'n 20 mm vermindering in 'n 100 persent bebosde opvanggebied.

Hierdie resultate strook met dié van Nänni (1970a) vir Cathedral Peak en met dié van Hibbert (1967), wat getoon het dat kaalkapping van bebosde opvanggebiede in die hoë reënval gebiede van die suid-oostelike VSA stroomvloei met tot 450 mm vermeerder het. Soortgelyke bevindinge is verkry van Opvanggebiede in die westelike kusgebiede van die VSA. Rothacher (1970) het byvoorbeeld vermeerderings van 460 mm jr^{-1} aangetoon in opvanggebiede waarin die Douglas fir bosse kaalgekap is. Reënval in hierdie spesifieke gebied is 2286 mm . In Bosboukloof (57% bebos) en Biesievlei (98% bebos), Jonkershoek, is vermindering van 325 mm jr^{-1} en 400 mm jr^{-1} respektiewelik aangetekn ná bebossing met Pinus radiata (Van Wyk, 1977). Maksimum vermindering het in die 23e en 15e jaar respektiewelik voorgekom. Die gemiddelde stroomvloeivermindering in Bosboukloof was 260 mm jr^{-1} vir die tydperk 16 tot 32 jaar na

bebossing. In Biesievlei was die gemiddelde vermindering 304 mm vir die tydperk 8 tot 24 jaar na bebossing.

Die resultate van ontledings van Opv II & III se stroomvloei dui op 'n drastiese toenemende afname in stroomvloei wat gepaard gegaan het met die groei van die bome. Hierdie neiging het egter slegs vir ongeveer 12 jaar voortgeduur. Die bome het daarna oënskynlik minder water begin gebruik. Hierdie verskynsel kom voor in die geval van jaarlikse sowel as droë periode stroomvloei.

Ander onlangse studies het soortgelyke resultate opgelewer.

Langford (1976) het bv. getoon dat Eucalyptus regnans, wat ná 'n brand uitgespruit het, stroomvloei vir 'n sekere tydperk laat afneem het tot 'n minimumvloei 15-20 jaar ná die brand. Daarna het stroomvloei weer relatief tot die voorbehandelde stroomvloeivlak begin toeneem. Waterbalansstudies deur Brooks en Turner (1963) op Eucalyptus regnans het getoon dat vol-groëde bosse minder water as bosse met nuwe lootgroei gebruik. Van Wyk (1977) het bevind dat die sterk toenemende vermindering in stroomvloei ná aanplanting met Pinus radiata in die Wes-Kaap, teen ongeveer 17-22 jaar begin afplat.

In die geval van die Cathedral Peak opvanggebied het die vermindering in watergebruik saamgeval met ontblaring van die

P.patula deur Euproctis terminalis ruspers. Die afname in watergebruik kan in hierdie geval dus aan verminderde transpirasie toegeskryf word. Hierdie moontlikheid word gestaaf deurdat die vermindering veral gedurende die wintermaande voorgekom het. Dit is hierdie periode, van ongeveer Maart tot Oktober, waartydens die rusperstadium van E.terminalis oorheers en ontblaring plaasvind. Gedurende droë warm toestande is die ruspers besonder aktief en indien ontblaring gevolg word deur toestande wat ongunstig is vir die bome kan hulle doodgaan (Tooke, 1938). Die skielike vermeerdering in stroomvloei gedurende 1972/73 (sien Fig. 5.17) is 'n verdere bevestiging van die moontlike invloed van E.terminalis. Die begin van die somer gedurende 1972/73 was uitermate droog, en het vermeerderde rusperaktiwiteit tot gevolg gehad. Die jonger denne-opstand in Opv III is in dieselfde mate beïnvloed en toon ook vermeerderings in stroomvloei in die ooreenstemmende tydperk. Die data is egter nie voldoende om definitiewe gevolgtrekkings in dié verband te maak nie.

Dit blyk uit die resultate dat stroomvloei in beide Opve. II en III eers 7 tot 8 jaar na vestiging van die denneplantasies waarneembaar beïnvloed is. Soortgelyke resultate is verkry in Jonkershoek, na bebossing met P.radiata (Van Wyk, 1977).

6. SIMULERING VAN DIE WATERKRINGLOOP

Toenemende ontwikkeling op die gebied van rekenaars het toenemende moontlikhede vir wiskundige nabootsing van die prosesse van die waterkringloop laat ontstaan. 'n Model wat die hidrologiese prosesse in 'n opvanggebied kan simuleer, sal teoreties onskatbare moontlikhede hê in bv. die voorspelling van behandelingsinvloede op die verskillende komponente van die waterkringloop. Letterlik honderde modelle van alle soorte het gevolglik binne 'n kort tydsbestek tot ontwikkeling gekom. Daar is in hierdie studie gepoog om 'n deterministiese simulasiemodel saam te stel wat gebruik sou kon word vir die vooruitbepaling van behandelingsinvloed. Die moontlikhede vir die praktiese toepassing van verskillende modelle het aan die lig gekom gedurende die literatuurstudie en in die proses van samestelling van die model. Belangrike aspekte ten opsigte van simulasiemodelle soos uit die literatuur verkry, is kortliks opgesom en die samestelling van 'n model kortliks behandel.

6.1 Waterbalansmodelle:

Die term "model" het 'n wye betekenis. Die term word gevolglik eers kortliks, soos in die waterbalanskonteks, gebruik, omskryf. Definisies en klassifikasies van waterbalansmodelle verskil van skrywer tot skrywer, maar die meerderheid verdeel waterbalansmodelle in fisiese modelle, analoogmodelle en wiskundige modelle.

'n Fisiese model is 'n topografiese skaalmodel - 'n nabootsing van 'n opvanggebied of stelsel. Klimaatsverskynsels word in so 'n model kunsmatig gesimuleer en die opvanggebiedresponsie deur middel van instrumente gemonitor. Voorbeelde van fisiese modelle is dié van Chery (1963), Singh (1975), Chow (1967).

'n Analooqmodel is volgens Crawford en Linsley (1966) 'n meganiese of elektriese toestel wat gebou word om eienskappe van 'n spesifieke stelsel te verteenwoordig. Dit word gewoonlik nie gebruik om die hidrologiese stelsel van die opvanggebied in die geheel na te boots nie (alhoewel Ishihara en Ishihara (1961) dit tog probeer het). Die mees algemene gebruik daarvan is om grondwaterbeweging te simuleer (soos bv. gedoen deur Davies & Herbert (1963) of om die effek van veranderings binne wiskundige simulasiemodelle onder beperkte toestande te ondersoek.

'n Wiskundige model is 'n wiskundige, vereenvoudigde voorstelling van 'n komplekse hidrologiese stelsel. 'n Hidrologiese stelsel is volgens Clarke (1973, 1) "a set of physical, chemical and/or biological processes acting upon an input variable or variables to convert it (them) into an output variable or variables". Manley (1978, 85) sê "The ideal model would specify completely the properties of and the processes that occur in all the relevant components of a basin. The specification would be given in terms of physical parameters and would involve all the be-

havoured relationships within the basin." Behalwe dat dit onmoontlik is om 'n model saam te stel waarin elke fisiese komponent verteenwoordig is en waarin al die prosesse en interaksies wiskundig nageboots word, sal die "volmaakte" model ook 'n baie groot hoeveelheid invoerdata benodig en heeltemal onprakties wees vir wye toepassing.

Daarom sê Pitman (1973, 1.5) "the principal components and relationships in the hydrological cycle must be selected so as to confine the model to an acceptable level of complexity. Such a practical hydrologic model that is a skeleton of the "absolute knowledge" model could be considered as being the goal of digital simulation".

Wiskundige modelle word verdeel in twee groepe naamlik, stogastiese en deterministiese modelle. Dit is 'n persoonlike mening dat baie van die misopvatting oor die nut van simulasiemodelle en hulle verkeerde toepassing te wyte is aan 'n wanbegrip van hierdie twee aspekte. Die meeste hidroloë probeer onderskeid maak tussen die twee groepe (soos inderwaarheid ook in hierdie studie probeer is). Die vraag is of dit korrek is. Volgens Fiering & Jackson (1971) simuleer stogastiese (statistiese) modelle uitvoere (stroomvloei) met die aanname dat 'n reeks stroomvloeiewaardes 'n opeenvolging van getalle of waardes is waarvan die veranderlikheid gebaseer is op die waarskynlikheidsteorie. Sulke modelle is hoofsaaklik beskrywend van 'n

stelsel en nie verklarend nie. So 'n model is in hoofstuk 5 gebruik en bespreek. Markovkettings is ook stogastiese modelle wat dikwels in die hidrologie gebruik word. 'n Bespreking van hierdie soort modelle word gevind in bv. Rodriguez - Iturbe et al (1972), Lloyd (1974) en Srikanthan en McMahon (1978).

Die gebruik van die term stogasties in plaas van statisties is soms verwarrend. Seyhan (1976, 23) verduidelik die verskil soos volg "The correlation model considers in the system both the event (precipitation) and the result (runoff and evapotranspiration). The stochastic model, however, deals with the stochastic processes (process lying between purely deterministic and purely probabilistic) and considers only the event". Yevjevich (1972) onderskei egter nie tussen statistiese en stogastiese prosesse nie. Hy beweer dat enige proses in die hidrologie wat beheer word deur die wette van waarskynlikheid 'n stogastiese proses is, soos bv. neerslag, verdamping, stroomvloei, grondwatervlak, ens. Die terme "chance", "random", "probabilistic" en "stochastic" beskou hy as sinoniem. Yevjevich (1972) se verduidelikings het waarskynlik groter outoriteit. Die sg. "black box" modelle word gewoonlik in hierdie groep geplaas. Dit wil sê, dit is modelle waar die invoer en uitvoer van 'n stelsel ontleed of gekorreleer word sonder ontleding van die verskillende prosesse van die stelsel.

Deterministiese modelle word oor die algemeen beskou as die modelle waarvan die prosesse nie afhanklik is van die waarskynlikheidsteorie nie. Die sg. "white box" modelle sorteer onder hierdie groep. In "white box" modelle word die fisiese eienskappe van al die prosesse volkome beskryf deur wiskundige voorstellings.

Soos uit die bespreking hieronder sal blyk, is suiwer deterministiese prosesse in natuurlike stelsels baie beperk en is dit feitlik onmoontlik om veral 'n hele stelsel in deterministiese terme voor te stel. Yevjevich (1972) beskryf 'n deterministiese proses as 'n funksie van fisiese, chemiese en biologiese wette. Hierdie proses word gevind in hidrologiese verskynsels met 'n beperkte aantal veranderlikes wat volgens streng funksionele verband met mekaar in verband gebring kan word, bv. "The response of a well defined impervious surface to a specified input of rainfall in the form of a runoff hydrograph with negligible evaporation and infiltration losses is the most typical example of a deterministic process in hydrology. Under natural conditions these responses are affected by many random factors".

Ander terme wat ook dikwels vir wiskundige modelle gebruik word, is konsepsuele modelle en empiriese modelle. 'n Konsepsuele model is gewoonlik gebaseer op 'n wiskundige konsep eerder as fisiese realistiese prosesse terwyl 'n empiriese

model meer analities van aard is. Clarke (1973) wys egter op die moeilike onderskeid tussen hierdie twee terme en ook op die feit dat die onderskeid hoofsaaklik kunsmatig is.

Soms word ook gepraat van gekrimpte modelle ("lumped models"). In hierdie modelle word nie voorsiening gemaak vir ruimtelike variasie van veranderlikes en parameters nie. Deur modelle te krimp, word die stogastiese eienskappe grootliks geïgnoreer. "There are basically two hydrologic eras associated with determinism. The first concerned with looking for hidden periodicities in chronological hydrological processes, lasted more than half a century. The research made during this era bears witness to one of the greatest failures in the history of hydrologic investigations. The second hydrologic era of determinism has taken the form of response hydrology and is in full progress at present. There is need for a thorough review of the potentials and limitations of contemporary deterministic response hydrology. Properties of hydrologic processes and environments are either periodic-stochastic or purely stochastic processes. Variables which are a function of other random variables are random regardless that the function itself may be deterministic". (Yevjevich, 1974; 225).

Die vraagtekens wat Yevjevich (1974) oor deterministiese modelle plaas, raak die toepassing daarvan vir opvanggebied-

bestuursdoeleindes direk. 'n Feit wat hy baie sterk beklemtoon en volledig bespreek in sy artikel, is dat daar met hierdie tipe modelle gepoog word om die prosesse van 'n omgewing volledig in oorsaak-gevolg terme te verklaar en dat die waarskynlikheidseienskappe as onwenslik beskou word; terwyl dit 'n heeltemal ongeldige benadering is. Hy beweer, "Any hydrologic variable realistically conceived and observed in nature, either as a chronological time series or as a survey along a line, across an area or over a space, is a random process" (Yevjevich, 1974, 235).

Die skeiding wat gemaak word tussen determinisme en stogastisiteit is waarskynlik die oorsaak waarom al die letterlik honderde deterministiese modelle eintlik nog geen wesenlike of dramatiese nuwe bydrae tot 'n kwantitatiewe begrip van die waterkringloop gelewer het nie. Dickenson et al (1967,2) haal aan "It has not been possible to transfer the results of the studies of the physical models to natural watersheds. Not only the modelling characteristics are uncertain, but also the conditions of the natural watersheds are so varied that it would be difficult to demonstrate the validity of the model if dynamic similarity of response processes were achieved. The distribution of natural rainfall and initial watershed conditions are rarely as uniform as in the model and are usually not well known". (met die term fisiese model word hier bedoel deterministiese model).

Yevjevich (1974, 232) sê van deterministiese responsiestudies in hidrologie die volgende: "It changes the form of attack but does not automatically represent a contribution. In studying hydrologic environments and processes, distinction should also be made between research representing a new but formal look at the classical hydrologic problems".

'n Groot aantal en verskeidenheid modelle is reeds ontwikkel. Elke model wat gebou word, wissel in kompleksiteit, struktuur, wyse waarop die parameters bereken word en die rol wat tyds- en ruimtelike veranderlikheid in die model speel. Daar is bv. sogenaamde algemene modelle waarvan die volgende voorbeelde is: Douglas (1974), Boughton (1966), Crawford en Lindsley (1966), Pitman (1973), Porter & McMahon (1971), Claborn & Moore (1970).

Roberts (1978) gee 'n verdere bespreking van 'n groot verskeidenheid van modelle wat vir spesifieke doeleindes ontwikkel is en waar meer klem gelê word op sekere prosesse van die waterkringloop. Shih et al (1972) het bv. 'n model saamgestel wat vir gebruik in bebosde gebiede bedoel is. Betters (1975) het 'n baie eenvoudige "Timber-Water" simulasiemodel gebou. Item (1974) het 'n model vir 'n bladwisselende bos saamgestel, ens. Die een groot tekortkoming van al hierdie modelle is egter dat die parameters subjektief bepaal word en dat die waardes daarvan volgens 'n probeer en tref metode bepaal word.

6.2 Modelbouing

Die prosedure wat normaalweg gevolg word in die daarstelling van 'n deterministiese model, is soos volg: (1) samestelling van die struktuur; (2) besluit oor die tydsinterval waaroor die verskillende prosesse, volgens 'n sekere volgorde, bereken sal word; (3) keuse en definisie van 'n objektiewe funksie (objective function).

6.2.1 Struktuur

Die eerste, maar seker belangrikste stap in modelbouing is die samestelling van die struktuur van die model. Dit kom daarop neer dat besluit word op die belangrike waterruimtes (veranderlikes) wat 'n rol speel, wat hulle verhoudings tot mekaar is en wat hulle veranderlikheid in tyd en ruimte is. Daarna word besluit op die fisiese prosesse wat die verskillende komponente met mekaar verbind en die wiskundige voorstellings van sodanige prosesse, soos bv. verdamping uit die onderskeppingsruimte en grondvogruimte, infiltrasie en perkolasie.

Die samestelling van die struktuur is afhanklik van die doel waarvoor die model gebruik sal word.

6.2.2 Modelparameters

Die modelparameterwaardes word gewoonlik deur middel van die probeer en tref metode bepaal (optimalisering). Dit kom daarop neer dat die som van die kwadrate van die afwykings tussen

werklike uitvoere en gesimuleerde uitvoerwaardes van die model tot 'n minimum gedwing word. Behalwe dat hierdie metode subjektief is (James, 1972, noem hierdie die "quit-when-you-are-satisfied estimates of model parameters") is die foute wat in uitvoere voortgebring word deur foute in invoere, onbepaalbaar. Crawford en Linsley (1966, 62-82) gee 'n volledige beskrywing van die metode van parameter optimalisering. Ibbitt (1970) bespreek verskeie metodes vir optimalisering deur gebruik te maak van funksies vir die bepaling van 'n minimum som van die kwadrate van die afwykings. Verskeie metodes is ontwikkel om hierdie manier van optimalisering te verfyn bv. Johnston & Pilgrim (1976); James (1972); Wood & Sutherland (1920).

Teenswoordig is die neiging om die waardes van parameters te koppel aan meetbare eienskappe van die opvanggebiede. Manley (1978) beskryf bv. 'n model waarvan die parameterwaardes gebaseer is op veldopnames. Sommige van die parameters wat hy gebruik, is die volgende: Onderskeppingsruimte, porieusheid van grond-lae, borrelingsdruk (bubbling pressure), versadigingstekort, poriegrootteverdeling, versadigde deurdringbaarheid, vlakvloei-tempo, syferwaterkoëffisient, ens. Hy het deur middel van sy model gedemonstreer dat stroomvloei vanuit opvanggebiede realisties bereken kan word deur meting van sekere - veral grond-eienskappe - van die opvanggebiede. Die beginwaardes van die parameters in die optimaliseringsproses was ook baie goed en het min verskil van die uiteindelijke waardes.

Mein & Brown (1978) maak gebruik van 'n sensitiviteitsanalise in die optimaliseringsproses om die waardes van parameters te koppel aan sekere fisiese eienskappe van die opvanggebied. Magette et al (1976) het weer van meervoudige liniêre vergelykings gebruik gemaak om sekere parameters van die Kentucky watershed model (KWM) te beraam. Hierdie vergelykings het die volgende vorm aangeneem:

$$Y = a + b_1x_1 + b_2x_2 + \dots + b_n x_n$$

waar Y = die modelparameter

x_1, x_2, \dots, x_n = meetbare opvanggebiedeienskappe

Die enigste nadeel van hierdie metode is dat inligting van 'n groot aantal geïstrumenteerde opvanggebiede nodig is om die parameters van die empiriese vergelykings te bereken.

Seyhan (1976) het die werking van 'n model aan klimaat en fisiografiese eienskappe van die opvanggebied probeer koppel. Die faktore waarop hy sy model baseer, verdeel hy in drie kategorieë naamlik:

- (a) klimaatsveranderlikes;
- (b) opvanggebiedeienskappe soos plantegroei en grondgebruik, fisiografiese eienskappe, grondeienskappe;
- (c) stroomvloeienskappe.

Selfs met hierdie benaderings is die samestelling van 'n goeie

struktuur nog moeilik. Seyhan sê "That portion of the precipitation which is transformed, after several stages (or directly), into runoff is controlled by the watershed variables. These variables could show three sorts of variation; (a) spatial variation from one location to another (even within one and the same watershed); (b) temporal variation, and (c) a combined space and time variation. The main difficulty, however, is to find out which of the variables are necessary to control these spatial and temporal variations. This is like judging the end of an analysis before starting it" (Seyhan, 1976, 27). In die keuse van parameters vir sy model maak hy gebruik van die "principle components" oplossing van 'n faktor analise.

6.2.3 Objektiewe funksie (Objective functions).

Die gebruik van objektiewe funksies word dikwels verwaarloos in hidrologiese modelbouing. Die parameters van modelle kan geoptimaliseer word deur werklike en gesimuleerde waardes met mekaar te vergelyk deur middel van 'n sogenaamde objektiewe funksie. Die volgende is die mees algemeen gebruikte objektiewe funksie (OF):

$$OF = \sum_{i=1}^k \left| Q_{wi} - Q_{bi} \right|^j$$

waar Q_{wi} = die werklike stroomvloei oor die interval i
 Q_{bi} = die berekende stroomvloei oor die periode i
 k = aantal tydsintervalle in die periode
 j = eksponent

Clarke (1973) wys egter daarop dat 'n deeglike studie van die hele reeks van verskille in berekende en werklike waardes nodig is vir 'n begrip van die akkuraatheid van die model en sy parameters. Diskin & Simon (1977) gee 'n volledige bespreking van 'n prosedure vir die seleksie van 'n objektiewe funksie en gee voorbeelde van verskillende soorte objektiewe funksies. Hulle beskou die keuse van die regte objektiewe funksie as 'n belangrike stap vir suiwer kalibrasie: "... It should be pointed out at this stage that the selection of an objective function for the optimization procedure is in itself a subjective decision which influences the optimal values of the model parameters. Thus the optimal set of parameters is optimal only in the context of the objective function selected" (Diskin & Simon, 1977). Enige objektiewe funksie sal meer of minder klem lê op sekere aspekte van die data, afhangende van hulle statistiese eienskappe. Die blote som van kwadrate van die afwykings sal bv. groter gewig aan hoë waardes gee. In sommige gevalle sal dit nodig wees om alle sentrale- en verspreidingsmaatstawwe in aanmerking te neem wanneer 'n objek-

tiewe funksie gekies word. Voorbeelde van 'n aantal objektiewe funksies is die volgende:

$$\begin{aligned}
 U_1 &= \sum (y_i - x_i)^2 \\
 U_2 &= \sum \left[\left\{ 2 (y_i - x_i) \right\} / (y_i + x_i) \right]^2 \\
 U_3 &= (1/N) \left[\left\{ 2 (y_i - x_i) \right\} / (y_i + x_i) \right]^2 \\
 U_4 &= 2 \left| (\bar{y} - \bar{x}) / (S_y + S_x) \right| + 2 \left| (V_y - V_x) / (V_y + V_x) \right| + 2 \left| (\bar{y} - \bar{x}) / (\bar{y} \times \bar{x}) \right|
 \end{aligned}$$

waar U = waarde van die objektiewe funksie
 y_i = werklike waarde
 x_i = gesimuleerde waarde
 N = aantal waarnemings waaroor sommasie plaasvind
 \bar{y} = die gemiddelde van die reeks y_i
 \bar{x} = die gemiddelde van die reeks x_i
 V_y = die variansie van die reeks y_i
 S_y = die standaardafwyking van die reeks y_i
 S_x = die standaardafwyking van die reeks x_i .

6.2.4 Model seleksie

Aangesien modelbouing so 'n ingewikkelde proses is, is dit in meeste gevalle raadsaam om reeds bestaande modelle te selekteer vir toepassing in spesifieke omstandighede.

Selfs die proses van modelseleksie is ingewikkeld vanweë die verskeidenheid beskikbare modelle en die verskille in toepassingsmoontlikhede. Hierdie prosedure word volledig behandel en bespreek in Roberts (1978). Diskin & Simon (1977) gee bv. die volgende stappe vir seleksie van 'n model:

- "(a) Define the problems to be solved by the model or the range of applications for the model.
- (b) Define the processes which take place in the watershed, their possible effect on the applications intended for the model, and the constraints on these processes.
- (c) Formulate the various procedures proposed or available for the solution of the problems to be solved.
- (d) Select the type of model likely to meet the required applications, and define the extent of the phenomena to be represented by the model.
- (e) Define the structure of the model and the equations representing its various components.
- (f) Select the time increments used for representing the input and output data and for carrying out the computations.
- (g) Select an objective function to be used in the optimization scheme.
- (h) Calibrate the model with the aid of past records using a suitable optimization procedure and the objective function adopted.

- (i) Examine the performance of the model in the light of its intended uses.
 - (j) Refine the model if necessary. This may include introducing changes in the structure of the model and in the time increments used.
 - (k) Apply the model to the problem or problems for which it was intended and evaluate the results produced.
- Steps (e) - (j) may be repeated a number of times in the light of results obtained in the final stages of the analysis."

6.2.5 'n Model toegepas op die Cathedral Peak opvanggebiede

Die stroomvloeimodel vir Cathedral Peak is ontwikkel tot op 'n stadium waar sekere tekortkominge geïdentifiseer kon word en verdere verfyning buite die bestek van hierdie studie sal val.

6.2.5.1 Struktuur en werking van die model

Die model van Boughton (1966) is as uitgangspunt gebruik maar diestruktuur is ietwat gewysig. Dit bevat die volgende komponente:

- (1) reënval as invoer;
- (2) potensiële dampverlies om die drogingskrag te bepaal (invoer);
- (3) 'n aantal waterruimtes waarvan die voginhoud bepaal word deur verskeie prosesse;
- (4) uitvoere as stroomvloei met syferwater en oppervlakte-

afloop geskei.

Die struktuur word skematies voorgestel in Fig. 6.1. Dit word saamgestel uit vier eindige waterruimtes naamlik, 'n onderskeppingsruimte, 'n boonste grondvogruimte, 'n dieper grondvogruimte en 'n syferwaterruimte. Die twee grondvogruimtes het albei 'n dreineringsone. Die groottes van die vier waterruimtes word vooraf bepaal. Waterverlies uit die onderskeppingsruimte en die twee grondvogruimtes vind plaas deur middel van verdamping en transpirasie. Hierdie verlies word beheer deur 'n drogingskrag wat bepaal word deur potensiële dampverlies.

Die model maak gebruik van invoere van daaglikse reënval en daaglikse potensiële dampverliese. Enige verfyning van hierdie invoere vir die Cathedral Peak opvanggebiede sou onrealisties wees. Alhoewel reënvalinvoere op korter intervalle moontlik is, is dit onprakties om potensiële dampverlies op korter as daaglikse intervalle te bereken as gevolg van gebrekkige instrumentasie.

Die werking van die model word uitgebeeld in Fig. 6.2; dit kom kortliks daarop neer dat reënval (bereken van 08h00 tot 08h00) daagliks, tot die stelsel toegevoeg word. Die hoeveelheid reën wat in die verskillende waterruimtes opgevang word, hang van die voginhoud van die ruimtes soos oor-

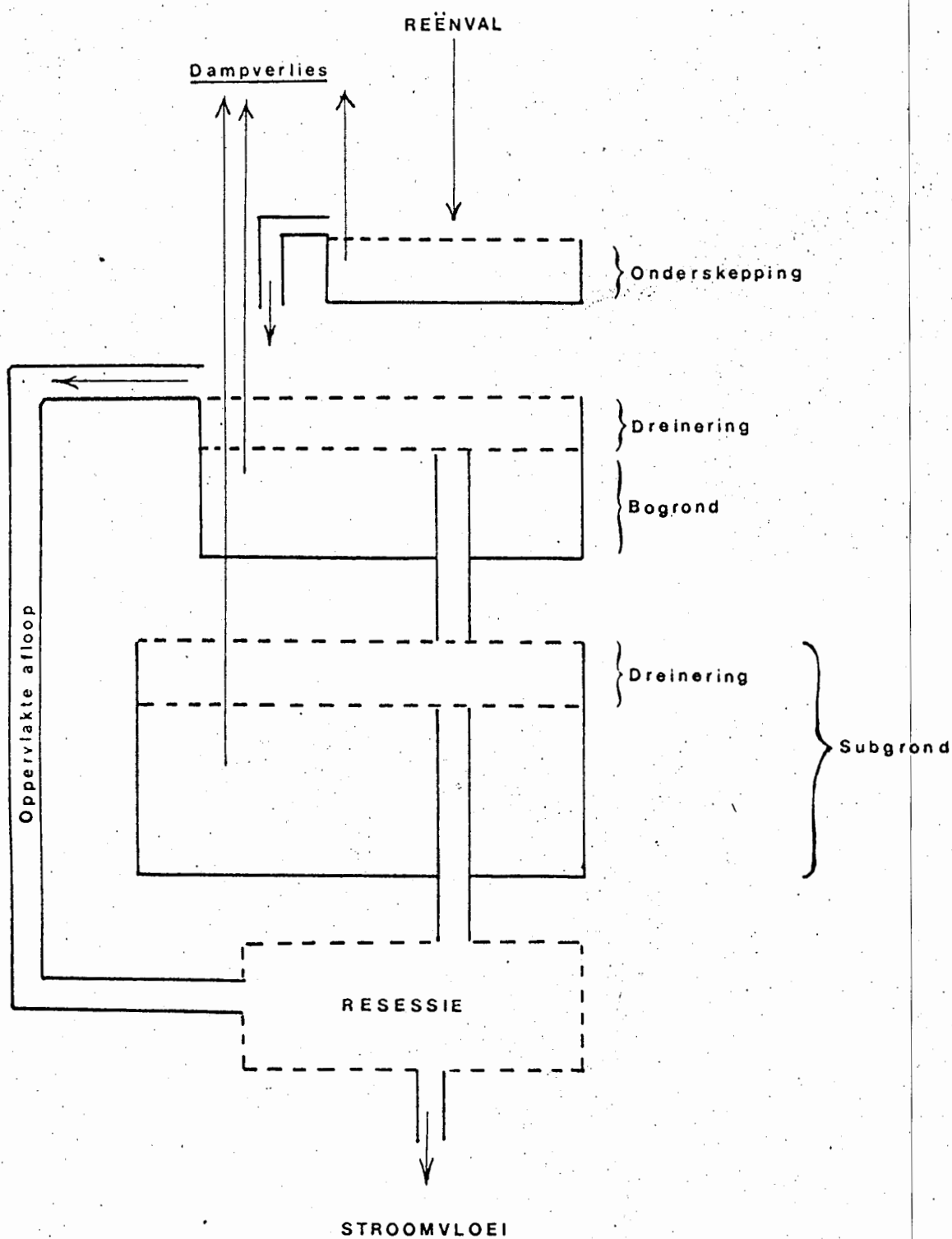


Fig. 6.1. Modelstruktuur.

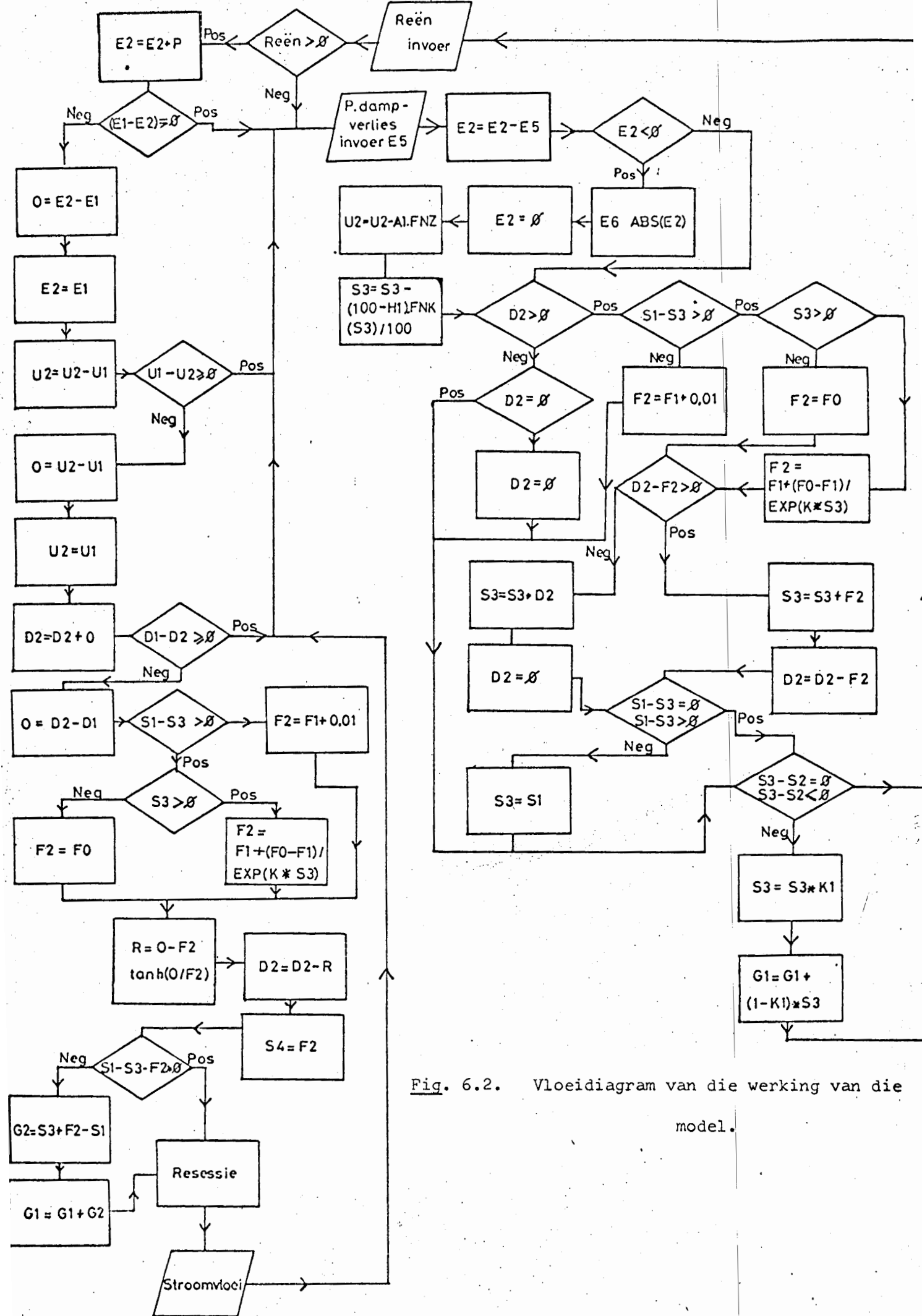


Fig. 6.2. Vloedigram van die werking van die model.

gedra vanaf die vorige dag af. As die onderskeppingsruimte nie al die reën kan dra nie, loop dit oor in die grondvogruimte. Die tempo van infiltrasie en perkolasie word bepaal deur die hoeveelheid vog in die grond. Hierdie is die benattingstadium van die model. Ná benatting word dampverliese uit die waterruimtes bereken. Dit is die drogingstadium. Die nuwe vogtoestande van die waterruimtes word oorgedra na die volgende dag.

Opv. IV is gebruik vir modelbouingsdoeleindes.

- (1) Neerslag. Terwille van eenvoud is slegs reënval as neerslaginvoer gebruik. Uit voorgaande besprekings oor neerslag is die tekortkominge hiervan duidelik, maar terselfdertyd ook die implikasies indien voorsiening gemaak moes word vir mis, dou, reënvalintensiteite, verspreiding in tyd, verspreiding oor area, ens. Daaglikse werklike reënval-syfers van registrerende meter IV BR is dus gebruik.
- (2) Potensiële dampverlies. Die drogingskrag is bereken deur gebruik te maak van die oorspronklike formule van Penmann (1948) vir verdamping. Dit bestaan basies uit drie komponente:
 - (a) die drogingskrag,

$$E_a = 0,35 (e_a - e_d) \left(1 + \frac{u}{100}\right) \text{mm dag}^{-1}$$

waar e_a = versadigde dampdruk by gemiddelde lugtemperatuur

e_d = werklike dampdruk (mm Hg) by gemiddelde lugtemperatuur en relatiewe voggehalte.

e_d is benaderd bereken as $e_d = 0,01$ (relatiewe voggehalte). e_a .

u = windsnelheid op 'n hoogte van 2 m (myl dag⁻¹)

(b) 'n komponent (R_n) wat die netto straling beraam,

$$R_n = (1 - r) R_c - R_b$$

waar R_c = inkomende straling

R_b = uitgaande straling

Vir Suid-Afrikaanse toestande kan netto straling soos volg bereken word:

$$R_n = (1 - r) R_A (0,24 + 0,53 \frac{n}{N}) - 6Ta^4 (0,56 - 0,092$$

$$\sqrt{e_d}) (0,10 + 0,90 \frac{n}{N}) \text{ mm dag}^{-1}$$

waar r = albedo

R_A = sonstraling op 'n horisontale vlak gedurende die middel van die maand, sonder inagneming van die invloed van die atmosfeer

n = werklike aantal sonskynure

N = maksimum moontlike aantal sonskynure.

ϵT_a^4 = die teoretiese refleksie uit die gebied in die afwesigheid van 'n atmosfeer

ϵ = Stefan's konstante = $8,17 \times 10^{(-11)}$

T_a = gemiddelde lugtemperatuur in grade absoluut

- (d) die beweging van vog E_a en netto straling R_n word gekombineer deur middel van 'n dimensilose term Δ/γ wat gewig gee aan die relatiewe belangrikheid van straling in die verskillende seisoene van die jaar. Die formule vir potensiële dampverlies (E) sien dan soos volg uit:

$$E = (\Delta/\gamma \cdot R_n + E_a) / (\Delta/\gamma + 1) \text{ mm dag}^{-1}$$

waar Δ = die helling van die versadigde dampdrukkurwe by gemiddelde lugtemperatuur

γ = sigrometiese konstante

Die prosedure en waardes wat gebruik is vir berekening van potensiële dampverlies in hierdie model, word in

• Aanhangel B gegee.

- (3) Onderskepping. Die onderskeppingsruimte is as 'n diskrete kwantiteit aanvaar waaruit verdamping plaasvind teen die tempo van potensiële dampverlies totdat dit leeg is. Die oorloop van die onderskeppingsruimte is 'n direkte toevoeging tot die grondvogruimtes.
- (4) Die grondvogruimtes. Die funksie wat gebruik is om grondvogverlies uit die grondvogruimtes te bereken, is die Horton's infiltrasievergelyking

$$f = f_c + (f_o - f_c) e^{-ks}$$

waar f = daaglikse tempo van verlies

f_o = verlies wanneer grondvog by verwelkingspunt is.

f_c = 'n beperkte waarde van verlies onder hoë vogtoestande

k = 'n eksponensiële konstante

S = heersende grondvogtoestand

Bogenoemde funksie sou net geld indien die daaglikse reënval groot was en teen 'n eenvormige tempo oor die hele dag geval het. Om hiervoor voorsiening te maak, is die reënvalafloop verhouding soos volg aanvaar:

$$Q = P - f \cdot \tanh(P/f)$$

waar Q = stroomvloei

P = reënval

\tanh = hiperboliese tangens dit wil sê $\tanh x = \frac{e^x - e^{-x}}{e^x + e^{-x}}$

f = 'n vertraagde toevoeging tot grondwater.

Met die berekening van dampverlies uit die grondvogruimtes is die beginsel van Denmead en Shaw (1962) gebruik. Vroeër opvatting was dat dampverlies vir grondvogtoestande tussen verwerlkingspunt en veldkapasiteit uit die grond teen potensiële tempo plaasvind (Veihmeyer & Hendrickson, 1955). Thornthwaite & Mather (1955) het voorgestel dat transpirasie liniêr afneem tussen veldkapasiteit en verwerlkingspunt. Die beginsel wat in hierdie model gebruik is, veronderstel dat transpirasie nie net 'n funksie van die grondvogtoestand is nie, maar ook bepaal word deur die heersende tempo van potensiële dampverlies. Uit Fig. 6.3 kan gesien word hoedat dampverlies teen potensiële tempo plaasvind by lae voggehaltes indien die heersende

potensiële tempo laag is.

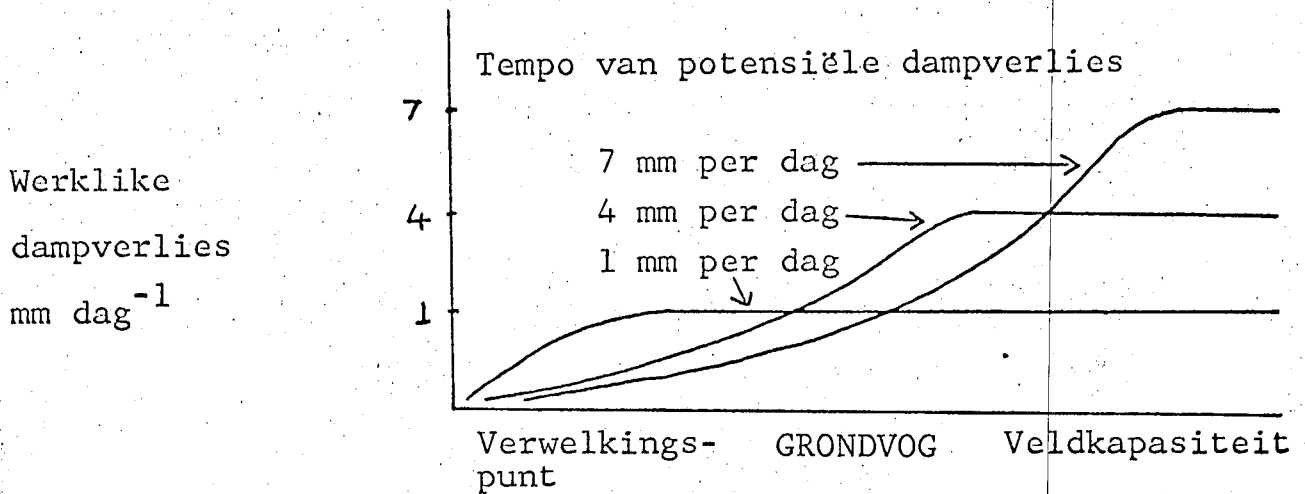


Fig. 6.3: Teoretiese dampverliestempo.

Wanneer die grondvogruimte dus gevul is, kan dampverlies soos volg bereken word:

$$E_t(\text{BS}) = A \cdot E_t$$

$$E_t(\text{OS}) = (1-A) E_t$$

waar $E_t(\text{BS})$ = dampverlies uit boonste grondvogruimte

$E_t(\text{OS})$ = dampverlies uit onderste grondvogruimte

A = persentasie van die totale dampverlies wat uit die boonste ruimte geskied uitgedruk as 'n desimaal

E_t = heersende tempo van dampverlies

Wanneer een of albei van die grondvogruimtes ongevol is, word die verlies bereken as óf die maksimum moontlike tempo van ver-

lies óf die heersende tempo van potensiele dampverlies - water ookal die kleinste.

Die maksimum tempo (H) waarteen dampverlies kan plaasvind onder veldkapasiteit, word gewoonlik arbitrêr bepaal. Wanneer grondvog beperk is, word dit uitgedruk as

$$(H \times \text{grondvoginhoud}) / (\text{grondvogkapasiteit})$$

Vir die verskillende grondvogruimtes word verliese bepaal as

$$(A \times H \times \text{voginhoud van boonste ruimte}) / (\text{kapasiteit van boonste ruimte}) \quad \text{en}$$

$$(1 - A) \times H \times \text{voginhoud van onderste ruimte} / (\text{kapasiteit van onderste ruimte})$$

- (5) Syferwater. Daar is gepoog om 'n funksie vir syferwatertoevoer tot strome te bepaal deur verskeie soorte funksies op werklike resesseistroomvloeiwaardes wat as 'n tydreeks gestip is, te pas. Hierdie poging was onsuksesvol. Daar is toe besluit om 'n resessiekurwe vir Opv. IV met die hand saam te stel soos beskryf in Nünni (1957). Stroomvloeiwaardes volgens hierdie kurwe is op 'n daaglikse basis bereken, en 'n tabel saamgestel wat in matrysvorm in die rekenaar gestoor is. Stroomvloei soos deur middel van die model bereken, gedurende 'n reëndag, is dan deur middel van 'n subroetine op 'n ooreenstemmende hoogte op die matrys

TABEL 6.1: Totale maandelikse potensiele dampverlies bereken met h albedowaarde van 0,20

	OKT	NOV	DES	JAN	FEB	MRT	APR	MEI	JUN	JUL	AUG	SEPT	TOTALE
1965/66	200,1	172,6	212,5	195,1	146,6	207,4	152,6	154,6	127,6	161,0	173,5	191,3	2035,0
1966/67	192,9	172,3	198,9	186,9	155,5	160,5	132,3	138,4	137,5	138,4	165,4	173,1	1962,0
1967/68	221,7	184,1	203,2	227,1	193,9	134,9	134,1	158,8	152,6	150,4	170,8	190,9	2123,0
1968/69	235,5	183,2	203,2	230,7	175,5	158,8	142,6	130,2	124,1	152,3	191,8	190,8	2119,0
1969/70	199,3	206,3	190,6	196,3	168,7	187,6	154,9	158,9	132,7	157,4	191,3	200,6	2135,0
1970/71	178,8	223,4	231,1	155,2	152,5	172,6	158,4	129,5	134,4	161,0	191,6	179,5	2068,0
1971/72	198,3	176,0	181,9	188,8	150,3	149,3	158,4	136,1	122,6	153,0	173,6	201,2	1990,0
1972/73	190,9	162,1	213,4	200,5	167,0	161,7	124,2	141,5	148,6	155,6	169,6	193,3	2028,0
1973/74	213,0	188,1	171,7	172,8	146,5	153,2	129,9	150,8	152,4	141,3	196,6	194,9	2011,0
1974/75	222,5	176,4	192,0	168,9	134,8	137,9	145,8	146,6	120,7	154,1	166,2	150,6	1917,0
1975/76	188,3	174,8	179,1	158,2	159,2	148,5	138,7	128,7	150,2	151,6	167,7	178,9	1924,0
GEM	202,6	184,0	198,0	189,1	159,1	161,1	142,9	143,1	136,7	152,4	178,0	186,4	2033,7
SF	17,8	17,1	17,3	24,9	16,4	21,4	12,1	11,5	12,4	7,1	12,1	14,4	79,8
V(%)	8,8	9,3	8,7	13,1	10,3	13,3	8,4	8,1	9,1	4,7	6,8	7,7	3,9

TABEL 6.2: Totale maandelikse potensiele dampverlies bereken met 'n albedowaarde van 0,14

	OKT	NOV	DES	JAN	FEB	MRT	APR	MEI	JUN	JUL	AUG	SEPT	TOTALE
1965/66	220,2	184,0	226,3	208,1	156,5	220,8	162,3	163,4	135,0	169,8	183,6	202,5	2232,0
1966/67	204,8	189,1	212,1	199,6	166,2	171,4	141,0	147,2	144,7	146,1	175,2	188,9	2036,0
1967/68	234,8	195,9	216,8	242,2	206,8	144,4	142,6	167,2	159,8	153,7	179,9	201,7	2251,0
1968/69	248,6	195,1	216,6	246,0	187,2	169,7	151,8	138,2	130,8	160,6	202,5	201,9	2249,0
1969/70	201,0	219,7	203,3	209,3	180,2	199,9	164,6	167,7	140,1	165,8	201,3	212,0	2265,0
1970/71	190,2	238,3	245,5	165,9	163,2	184,2	168,4	137,3	141,7	169,0	201,3	190,1	2195,0
1971/72	211,2	187,9	194,3	201,6	160,9	159,5	168,7	142,8	130,0	161,5	183,4	212,9	2115,0
1972/73	203,7	173,5	228,0	214,3	178,5	172,7	132,7	149,9	156,6	163,9	178,9	204,1	2157,0
1973/74	226,2	200,7	183,7	185,1	157,1	163,8	138,8	159,6	159,8	149,2	206,4	206,5	2137,0
1974/75	236,5	188,5	205,4	181,0	144,4	147,8	154,9	155,5	127,8	162,0	175,5	160,3	2040,0
1975/76	200,6	186,8	191,7	169,6	170,4	159,7	147,9	136,9	157,6	160,1	177,4	189,5	2042,0
GEM	216,1	196,3	211,2	202,1	170,1	172,1	152,2	151,4	144,0	160,6	187,8	197,3	2157,2
SF	18,4	18,1	18,1	26,2	17,2	22,5	12,6	11,9	12,6	7,3		14,9	86,5
V(%)	8,5	9,2	8,6	13,0	10,1	13,1	8,3	7,9	8,7	4,6		7,5	4,0

ingepas sodat, indien daar op die daaropvolgende dag geen reën is nie, die stroomvloeiressessie ooreenkomstig die tabelwaardes bereken word.

Bogenoemde beginsels is toegepas in die model wat geprogrammeer is op 'n Hewlett Packard model 9830A . Die program is aangeheg as Aanhangsel C.

6.2.5.2 Toetsing van die model

Herhaalde pogings om die modeluitvoere met werklike stroomvloei van Opv. IV te kalibreer, was onsuksesvol en in die proses van programmering en werk aan die model is die tekortkominge van hierdie tipe model vir die doel waarvoor dit bestem was, beseef.

- (1) Potensiële dampverlies: Die enigste faktor van die energiebalans wat beïnvloed word deur plantegroeibehandelings is albedo of te wel die hitte-absorpsievermoë van die veld. Die gevoeligheid van die model vir veranderinge in albedo is gevolglik eerstens getoets. Daaglikse potensiële dampverlies is vir 'n tydperk van 11 jaar eers met 'n konstante albedo van 0,20 ('n beraamde gemiddeld vir Opv. IV) en daarna met 'n albedo van 0,14 bereken (volgens gegewens van Schulze, 1975, is 0,14 'n realistiese gemiddelde waarde vir gebrande gras of bebosde gebiede in die Opvanggebiede). Die resultate word in Tabela 6.1 en 6.2 gegee. Gebruik van die laer

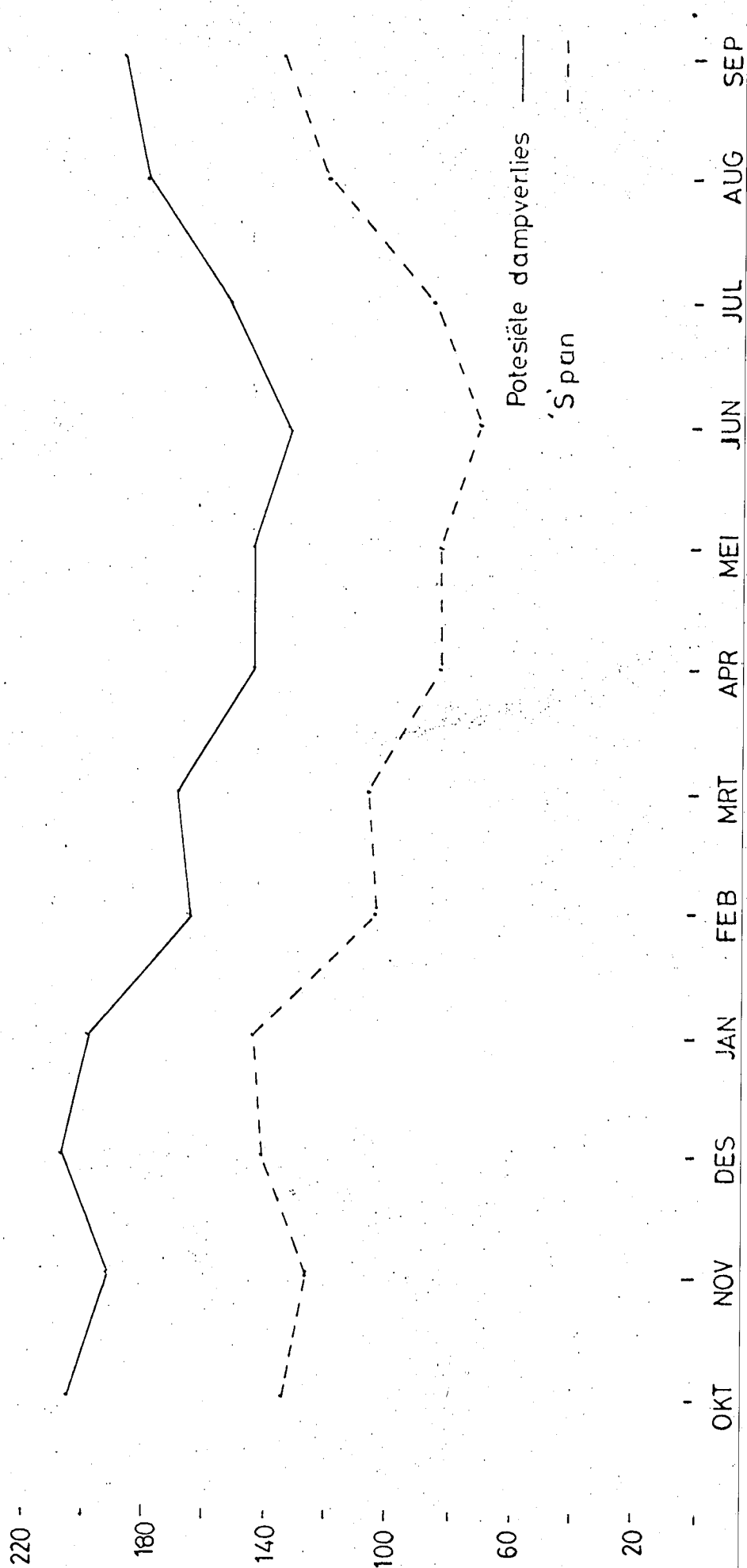


Fig. 6.4. Gemiddelde maandelikse potensiële dampverlies vir Opv. IV en S-span verdamping by die Weerstatie.

TABEL 6.3: Vergelyking van werklike en gesimuleerde stroomvloei,
Opv. IV

Maand	Werklike stroomvloei (mm)	Gesimuleerde Stroomvloei (mm) (Albedo = 0,20)	Gesimuleerde Stroomvloei (mm) (Albedo = 0,14)
10/66	13,2	42,3	41,9
11/66	24,1	101,9	101,0
12/66	35,4	52,4	51,9
01/67	75,5	156,8	155,7
02/67	290,8	145,6	144,2
03/67	168,4	139,8	141,7
04/67	209,2	132,6	129,9
05/67	81,3	88,6	87,1
06/67	40,3	29,9	29,7
07/67	27,2	28,4	28,2
08/67	20,5	27,4	27,2
09/67	16,0	26,1	26,0
Totaal	1002,1	971,7	964,5
10/67	14,3	34,9	34,7
11/67	25,4	88,1	87,1
12/67	33,1	40,7	40,6
01/68	32,0	45,7	45,9
02/68	30,6	31,4	31,3
03/68	56,9	61,6	61,5
04/68	68,3	50,5	50,7
05/68	43,6	29,7	29,8
06/68	27,6	29,3	29,3
07/68	21,2	27,8	27,8
08/68	16,5	27,1	27,1
09/68	12,6	26,4	26,4
Totaal.	382,3	493,2	492,2

albedo het die gesimuleerde potensiële dampverlies gemiddeld tussen 5 en 6,5 persent verhoog.

In Fig.6.4 is die gemiddelde maandelikse potensiële dampverlies soos deur die model bereken, gestip teenoor verdamping van die S-pan. Alhoewel daar 'n kwantitatiewe verskil is tussen die twee reekse waardes is daar 'n merkwaardige ooreenkoms in diejaarlikse patroon. Korrelasie tussen maandelikse totale het die volgende verhouding opgelewer (oor die periode Oktober 1965 tot September 1971):

$$Y = 72,3 + 0,9065 X$$

waar Y = modelwaardes van totale maandelikse potensiële dampverlies

X = totale maandelikse S-pan verdamping.

(korrelasiekoëffisient = 0,935; $R^2 = 0,8748$; aantal waarnemings = 72).

Aangepaste S-pan waardes kan dus waarskynlik net so goed gebruik word vir 'n beraming van potensiële dampverlies instede van die ingewikkelde dampverliesmodel.

- (2) In Tabel 6.3 word maandelikse totale stroomvloei, soos bereken met verskillende waardes van albedo, vergelyk met werklike stroomvloei vir 'n relatiewe nat en relatiewe droë jaar. In die berekening van die twee stelle waardes was alle parameters konstant behalwe albedo.

Alhoewel die gebruik van 'n albedo van 0,14 teenoor 0,20 persent verandering in die potensiele damverlies tot gevolg gehad het, is die effek daarvan op die stroomvloeiuitvoer baie kleiner. Volgens die model sou 'n teoreties swart gebrande voorkoms van die gras dwars deur die jaar weinig invloed op stroomvloei gehad het (in vergelyking met 'n ongebrande grasveld). Die invloed van albedo-verandering was kleiner gedurende die droë jaar. Hierdie ongevoeligheid van die model vir individuele veranderlikes is een van die redes waarom dit ongeskik is vir die bepaling van behandelingsinvloede op komponente van die waterkringloop.

Tabel 6.3 toon die onakkuraatheid van die model in die berekening van seisoenale verspreiding van stroomvloei. Vloede bereken volgens die model was te groot relatief tot syferwatervloei.

- (3) Die geoptimaliseerde parameterwaardes wat vir bg. berekeninge gebruik is, is soos volg:

Onderskepping	= 2mm
Boggrond-kapasiteit	= 15 mm
Boggrond-dreineringsone	= 10 mm
Subgrondkapasiteit	= 200 mm
Subgronddreineringsone	= 60 mm

Infiltrasietempo by verwerlkingspunt	= 50 mm dag ⁻¹
Minimum infiltrasietempo	= 0,5 mm dag ⁻¹
Infiltrasie-eksponent	= 1×10^{-2}
Diepsyferingsfaktor	= 0,9
Maksimum tempo (H) van dampverlies	= 8 mm dag ⁻¹
Persentasie verdamping uit die bogrond	= 80 persent.

Die tekortkominge van die model word kortliks hieronder bespreek. (1). Die belangrikste toepassing van deterministiese modelle is in die simulering van stroomvloei vanuit beperkte invoere, vooruitskatting van stroomvloei en vir die berekening van stroomvloei vanuit ongeïstrumenteerde opvanggebiede. Teoreties behoort sulke modelle ook gebruik te kan word om behandelingsinvloed op verskillende komponente van 'n stelsel kwantitatief uit te druk. Tot nou toe is egter nog min sukses daarmee behaal.

Die ontwikkeling van deterministiese modelle en die gebruik daarvan behoort teen die historiese agtergrond van die ontwikkeling van determinisme in die hidrologie beskou te word.

- (2) As die model vergelyk word met die vroeër beskrywing van die waterkringloop is dit duidelik dat dit 'n ooreenvoudige voorstelling van 'n baie komplekse stelsel is.
- (3) Al die parameters van die model is gekrimp (lumped). Geen voorsiening word gemaak vir ruimtelike variasie nie. Al is die grond van die Cathedral Peak opvanggebiede relatief homogeen wat ruimtelike verspreiding aanbetref, is daar tog 'n groot variasie in topografiese- en veral aspekeienskappe binne 'n opvanggebied. Hiervoor is nie voorsiening gemaak nie.
- (4) Een van die grootste tekortkominge is waarskynlik die gebrek aan eksperimentele gegewens oor die groottes van die verskillende waterruimtes. Die beginwaardes gedurende die optimaliseringsproses is op 'n arbitrêre wyse bepaal. Dit is begryplik dat as daar nie redelike realistiese beginpunte is nie die optimalisering van elf parameters 'n tydrowende proses kan wees. Die uiteindelijke waardes - alhoewel geoptimaliseer - sal ook nie noodwendig realistiese parameterwaardes wees nie.
- (5) Daar is ook 'n gebrek aan eksperimentele inligting oor die invloed en verandering wat plantegroeibehandelings op die fisiese eienskappe en prosesse in die opvanggebied het. In hierdie model bv. is daar onsekerheid oor die invloed van plantwortels op die fisiese eienskappe van die grond en gevolglik die bepaling van die groottes van die verskillende grondvogruijtes in die opvanggebied; daar is

geen inligting oor infiltrasietempo en hoe dit verander word deur verskillende plantsoorte of behandelings nie; daar is geen inligting oor die persentasie van totale dampverlies wat uit verskillende grondlae plaasvind en hoe dit verander deur verandering van die plantegroei nie; ens. Dit beteken dat parameters nie realisties verstel kan word om behandelingsinvloed deur middel van die model te toets nie en dit is sinneloos om 'n ingewikkelde model te gebruik om die invloed van behandelings te bepaal indien die parameters nie realisties verstel kan word nie.

- (6) Dit is duidelik dat die modelstruktuur van die grondvog-komponent nie korrek was nie. Die veranderlike bronarea-konsep is nie ingesluit in die samestelling van die model nie. Gesimuleerde vloedresponsies het skielike stygings met 'n skielike terugkeer na 'n vlak soos voor die vloed getoon sonder die geleidelike opbou van syferwater wat kenmerkend is van stroomvloei in die Cathedral Peak Opvanggebiede. (Die oppervlakte-afloopproses is dus oorbeklemtoon - 'n proses wat waarskynlik nie in die Cathedral Peak Opvanggebiede voorkom nie).
- (7) Geen studie is gemaak van die spesifieke objektiewe funksie wat toegepas is vir die optimalisering van die parameters, om te verseker dat dit beantwoord aan die doel waarvoor die model aangewend sal word nie. Volgens Diskin & Simon (1972) kan dit 'n lang en duur proses wees.
- (8) Potensiële dampverlies is bereken van klimatologiese data

van 'n weerstasie ongeveer drie kilometer vanaf die Opvanggebiede. Plaaslike mikroklimatiese toestande (veral in die dennebosse) is dus nie ten volle in aanmerking geneem nie.

- (9) 'n Groot wisseling in die waardes van die veranderlikes in die model het feitlik geen veranderinge in die stroomvloeiresultate tot gevolg gehad nie. Dit toon dat die model ongeskik is vir die bepaling van behandelingsinvloed op sekere komponente.

Pitman (1978) het onlangs van 'n deterministiese model gebruik gemaak om behandelingsinvloed op stroomafvoer in 'n opvanggebied te bepaal. Volgens hom kan die metode ook gebruik word om behandelingsinvloed vir opvanggebiede te voorspel. Die Pitman model wat hy gebruik het is 'n tipiese, relatief komplekse deterministiese model. Die metode wat hy gebruik om behandelingsinvloed te bepaal en te voorspel, tipeer waarskynlik die gebruik van hierdie soort modelle. 'n Bespreking van sy metode sal die stelling wat in (1) hierbo gemaak is, toelig.

- (1) Hy gaan soos volg te werk om die invloed van bebossing op stroomvloei in 'n opvanggebied te bepaal:
- (a) Hy gebruik 'n wiskundige model met konstante parameters en kalibreer dit teen reënval en stroomvloei van 'n bebosde opvanggebied oor die hele tydperk van rekord.

- (b) Nadat die parameters dus geoptimaliseer is, bereken hy die verskille tussen berekende en werklike stroomvloei en stip die verskille as 'n tydreeks. Hierdie verskille toon 'n afnemende neiging in werklike stroomvloei teenoor modelgesimuleerde stroomvloei. Dit word veronderstel dat die gesimuleerde stroomvloei in hierdie geval die werklike stroomvloei verteenwoordig vir spesifieke konstante parameters, dit wil sê, dit maak nie voorsiening vir voortdurende veranderinge in die onderskeppingsruimte asook in die grondvogsone en potensiële dampverlies nie. Hierdie veronderstelling is natuurlik 'n tekortkoming aangesien daar geen maatstaf van die korrektheid van die kalibrasie is nie. Die algemene reël wat geld wanneer modelle getoets word, is dat 'n model nie korrek is as 'n neiging in die afwykings (e) van die model y (waargenome) = Y (bereken) + e (afwyking) opmerkbaar is nie.
- (c) Hy maak egter die aanname dat hierdie neiging van verminderde stroomvloei toe te skryf is aan bebossing. Bebossing sal, wat sy model betref, teoreties die onderskeppingsruimte vergroot; die grondvogruiimte uitbrei omdat dit verband hou met die diepte van besetting deur plantwortels; die

potensiële dampverlies vergroot.

- (d) Hy bou vervolgens nog 'n komponent in die model wat 'n parameter vir bebossing insluit. 'n Funksie om die toename in onderskepping, grondvog en potensiële dampverlies met toename in tyd te bereken, word ook ingevoeg.
 - (e) Hierdie parameter (FF) word nou verstel totdat die model stroomvloei simuleer wat naastenby ooreenstem met die werklike stroomvloeiwaardes.
 - (f) Die verskille in gesimuleerde stroomvloeiwaardes van die twee modelle - een sonder funksies vir onderskepping ens. en die ander daarmee - word nou gebruik om die bebossingsinvloed kwantitatief uit te druk.
- (2) Sy uitgangspunt in die bepaling van behandelingsinvloed is inderwaarheid presies dieselfde as die wat in hoofstuk 5 van hierdie studie gebruik is; dit wil sê, waar afwykings in stroomvloei van 'n behandelde opvanggebied gebaseer is op die korrelasie in stroomvloei van gepaarde opvanggebiede en die afwykings van die een in terme van die ander uitgedruk word. In sy geval is die "kontrole" egter model-gesimuleerde stroomvloei.

Die eerste groot tekortkoming wat ontstaan wanneer gesimuleerde stroomvloei gebruik word as kontrole in plaas van werklike stroomvloeiwaardes, is die feit dat die natuurlike veranderlikheid of te wel stogastiese eienskappe

van die kontrole nie in berekening gebring word nie. Die voordeel van die model-gesimuleerde stroomvloei sal wees dat dit aangewend kan word in gebiede waar geen kontrole opvanggebied is nie.

- (3) Twee stellings wat Pitman maak ten gunste van die gebruik van die model is inderwaarheid die swak punte van die model; naamlik (i) "bias introduced by fortuious climatic sequences can be eliminated" en (ii) "Flows simulated by a rainfall runoff model can be considered stationary if all the model parameters remain constant with time, whether or not the inputs are stationary" (Pitman, 1978, 227, 228). Wat (i) aanbetref, word verwys na die eensydigheid wat kan ontstaan veral as gevolg van sikliese verskynsels. Byvoorbeeld, as 'n reeks stroomvloeiewaardes bestudeer word wat in 'n droë siklus begin, en in 'n nat siklus eindig, sal dit noodwendig 'n opwaartse neiging toon. Sy stelling (i) sou wel geld indien die gesimuleerde waarde en die werklike waardes nie 'n neiging tot mekaar getoon het nie. Die feit dat hulle (soos in sy toepassing) wel 'n neiging toon, kan net sowel eensydigheid in die model impliseer omdat al die prosesse deur 'n deterministiese stelsel geforseer word.

Om 'n prosedure te volg soos in sy tweede stelling (ii) is ook ongeldig want as al die parameters konstant bly met die tyd veronderstel jy eintlik ook nie-stogastisiteit

van 'n natuurlike stelsel en word 'n bron van eensydigheid geskep (soos vroeër reeds bespreek).

- (4) Die doeltreffendheid van die gebruik van hierdie tipe modelle behoort opgeweeg te word teen ander metodes wat soortgelyke doelstellings kan bereik. Daar kan bv. nie ingesien word wat die nut van die gebruik van die Pitman model in hierdie spesifieke geval was nie, aangesien dieselfde, en moontlik beter resultate verkry kan word deur konvensionele metodes van regressie-analise. Die gebruik van die model het ook niks meer lig gewerp op die werking van verskillende komponente in die waterkringloop nie. Inderwaarheid sou die model nie toegepas kon word sonder inbouing van die onderskeppingskomponent wat 'n resultaat is van eksperimentele werk en nie modelbouing nie.

Organisasies of persone staan dikwels voor die probleem om te besluit oor 'n sekere benadering in hidrologiese navorsing en deurdat modelle so sterk op die voorgrond gekom het die afgelope aantal jare is daar 'n neiging om meer geld en energie aan modelbouing te spandeer ten koste van waardevolle eksperimentele werk. Hewlett (1980) het hierdie probleem uit 'n pragmatiese oogpunt baie duidelik opgesom en ter opsomming word enkele aanhalings uit sy referaat weergegee. Oor die keuse en gebruik van hidrologiese modelle het Hewlett (1980) die volgende kommentaar:

"There are no abstract criteria for ranking models as best, good, poor, or worst. The best approach is to compare available models to find out how each serves in application to decision or in providing better explanation, depending on which of these most closely relates to immediate goals. There is no point in higher precision than necessary to decide between strategies. Among two alternate models, the one that does the job at least cost is the most efficient. There is no reason to concentrate on precision if greater accuracy is needed, or vice versa. The worth of two models in explanation of hydrological process is harder to deal with, but surely the ability to predict future events given a set of initial conditions must be one of the criteria.

Models that simulate nature accurately make good teaching tools but unfortunately are often inefficient in application to decision-making because the cost of the input information is prohibitive. On the other hand, models that are simplistic and incapable of physical interpretation may serve well as components of normative decision models for the very reason that they are cheap and their accuracy is just sufficient to break the the decision dilemma at hand. Difficulties arise when the users of these models are tempted to interpret cause and effect in relation to the natural processes that are at work, particularly if land use practices have been predicted to affect the outcome. A model that predicts adequately may not explain well, and, unfortunately, vice versa."

Oor die gebruik van modelle in die bestuurbesluitnemingsproses sê hy die volgende: "Disagreement among hydrologists may occur because of varying faith in modeling of an effect as one approach to decision, versus experimentation and measurement as another approach. My inclination leads me to accept the results of an experiment, even if not fully replicated in preference to results of a model built on a priori knowledge (or assumption) - if in fact the two are giving different answers to the same question. After all, hydrologic models are based originally on experiments, but sometimes this fact gets lost in the exciting business of model building.

For example, a recently developed evapotranspiration simulator in the US is called PROSPER. Given certain soil and basin characteristics, a rainfall record, biomass estimates and energy inputs, land evaporation is simulated and changes in water yield after changes in vegetal cover are predicted. Some users easily forget that the model was constructed to fit within the boundaries set by results on catchment experiments. In short if we know roughly how much change in water yield has resulted from certain actual experiments on catchments, our model can't go too far astray if we build functions into it that prevent these limits from being exceeded. Outputs from such models sometimes surprise us, that is, outputs may be counter-intuitive, but beware of the assumption that scientific truths emerge from such a model that did not go into it. If the simulations reveal unexpected insights into the interaction of variables,

it might be best to regard them with skepticism until they are demonstrated experimentally. The simulation model is a good way to use existing knowledge, perhaps even a good way to teach it to others, but is it really the way we add new truths to science?"

VERWYSINGS

1. ACOCKS, JPH, 1953. Veld types of South Africa.
Mem. Bot. Surv. S. Afr. 28, 192 pp.
2. AKIN, JE, 1971. Calculation of mean areal depth of precipitation. J.Hydrol. 12, 363-376.
3. BETTERS, DR, 1975. A timber-water simulation model for lodgepole pine watersheds in the Colorado Rockies.
Water Resourc.Res. 11(6), 903-908.
4. BONELL, M. & GILMOUR, DA, 1978. The development of overland flow in a tropical rainforest catchment.
J.Hydrol. 39, 365-382.
5. BOUGHTON, WC, 1966. A mathematical model for relating run-off to rainfall with daily data. Civ.Engng.Trans. / Inst.Engs. Aust. C.E.8, 83-97.
6. BOWEN, IS, 1926. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface.
Physical Review, 27, 779-787.
7. BRAKENSIEK, DL & AMERMAN, CR, 1960. Evaluating effect of land-use on streamflow. Agric.Eng. 41, 156-161.
8. BROOKES, JD & TURNER, JS, 1963. Hydrology and Australian forest catchments. In: Water Resources - Use and Management, Proc. Symp. Aust. Acad. Sci., Canberra, A.C.T., 9-13 September, 1963. Melbourne University Press, Melbourne, Vic., 390-398.
9. BRUCE, JP & CLARK, RH, 1966. Introduction to hydro-meteorology. Pergamon Press. 319 pp.

10. BRUCE, JP & POTTER, JG, 1957. The accuracy of precipitation measurements. Proc. 3rd Nat. Meet. R. Meteorol. Soc. (Can. Branch), 8(1): 1-15.
11. BULTOT, F, DUPRIEZ, GL & BODEUX, A, 1972. Interception de la pluie par la végétation forestière estimation de l'interception journalière à l'aide d'un modèle mathématique. J. Hydrol. 17, 193-223.
12. BURGY, RH & POMEROY, CR, 1958. Interception losses in grassy vegetation. Trans. Am. Geophys. Union. 39(b), 1095-1100.
13. BUSINGER, JA, 1956. Some remarks on Penman's equation for evapotranspiration. Neth. J. Agr. Sci. 4, 77-80.
14. CHANG, JH, 1965. On the study of evapotranspiration and water balance. Erdkunde. 19, 141-150.
15. CHERY, DL, 1963. Runoff studies with a physical model of a watershed. Trans. Am. Geophys. Union, 44, 869-870.
16. CHIDLEY, TRE & KEYS, KM, 1970. A rapid method of computing areal rainfall. J. Hydrol. 12, 15-24.
17. CHOW, VT, 1964. Handbook of applied hydrology. McGraw-Hill Book Co. New York. 1418 pp.
18. CHOW, VT, 1967. Laboratory study of watershed hydrology. Proc. Int. Hydrol. Symp. 1, Fort Collins, Colo., 194-202.
19. CLABORN, BJ & MOORE, WL, 1970. Numerical simulation of watershed hydrology. Tech. Rep. HYD. 14-7001, Centre for Res. Water Resour., Univ. Texas, Austin.

20. CLARKE, RT, 1973. A review of some mathematical models used in hydrology, with observations on their calibration and use. J.Hydrol. 19, 1-20.
21. CLARKE, RT & EDWARDS, KA, 1972. The application of the analysis of variance to mean areal rainfall estimation. J.Hydrol. 15, 97-112.
22. CONRAD, V & POLLAK, LW, 1962. Methods in climatology. 2nd edition. Harvard University Press, Cambridge, Massachusetts. 459 pp.
23. CRAWFORD, NH, & LINSLEY, RK, 1966. Digital simulation in hydrology: Stanford watershed model IV. Stanford University Dept. Civ. Engng.Tech.Report 39.
24. DENMEAD, OT & SHAW, RH, 1962. Availability of soil water to plants as affected by soil moisture content and meteorological conditions. J.Agron. 54, 385-390.
25. DE VRIES, DA & VENEMA, HJ, 1954. Some considerations on the behaviour of the Piche evaporimeter. Vegetat. Acta. Geobot., VIII, 225-234.
26. DICKINSON, WT, HOLLAND, ME & SMITH, GL, 1967. An experimental rainfall-runoff facility. Colorado: Colorado State University, Hydrol. Paper 25.
27. DISKIN, MH, 1969. Thiessen coefficients by Monte Carlo procedure. J.Hydrol. 8, 323-335.
28. DISKIN, MH & SIMON, E, 1977. A procedure for the selection of objective functions for hydrologic simulation models. J.Hydrol. 34, 129-149.

29. EDWARDS, KA, 1972. Estimating areal rainfall by fitting surfaces to irregularly spaced data. Proc.Int.Symp.Distr.Ppt.in Mtns.Areas, 2,WMO No.326, 565-587.
30. ENGLAND, CB, 1971. Quantitative slope aspect determination. J.Hydrol. 12, 262-268.
31. ENRODI, G & RIJTEMA, PE, 1969. Calculation of evapotranspiration from potatoes. Neth.J.Agric.Sci.,17, 283-299.
32. FIERING, MB & JACKSON, BB, 1971. Synthetic streamflow. Am.Geophs.Un.98 pp.
33. FRITSCHEN, LJ & DORAISWAMY, P, 1973. Dew: An addition to the hydrologic balance of Douglas fir. Water Resour.Res. 9(4): 891-894.
34. GOODELL, BC, 1963. A reappraisal of precipitation interception by plants and attendant water loss. J.Soil. Water Conserv., 18(b), 231-234.
35. GRANGER, JE, 1976. The vegetation changes, some related factors and changes in the water balance following 20 years of fire exclusion in Catchment IX, Cathedral Peak Forest Research Station. Unpubl. Ph.D. Thesis, University of Natal, Pietermaritzburg. 612.pp.
36. GREEN, MJ, 1969. The effects of exposure on the catch of raingauges. Water Research Assoc., Medmerhan, Spec. Rep., Tech. Pap. No. 67, 72 pp.
37. HELVEY, JD, 1967. Interception by eastern white pine.

- Water Resour. Res. 3, 723-729.
38. HELVEY, JD & PATRIC, JH, 1965. Canopy and litter interception of rainfall by hardwoods of Eastern United States. Water Resour. Res. 1, 193-206.
 39. HEWLETT, JD, 1961. Watershed management. US For. Serv., Southeast. For. Exp. Stn. Rep., 61-66.
 40. HEWLETT, JD, 1967. Summary of forests and precipitation session. Int. Symp. For. Hydrol. Sopper, WE & Lull, HW eds Pergamon Press. 241-243.
 41. HEWLETT, JD, 1980. Models in land use hydrology: the need for closing the gap between theory and practice. Paper at Workshop on the effect of rural land-use and catchment management on water resources, Pretoria, May, 1980.
 42. HEWLETT, JD & HIBBERT, AR, 1961. Increases in water yield after several types of forest cutting. Quart. Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol., 6, 5-17.
 43. HEWLETT, JD & HIBBERT, AR, 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. Int. Symp. For. Hydrol. Sopper, WE & Lull, HW, eds Pergamon Press. 275-290.
 44. HEWLETT, JD & NUTTER, WL, 1969. An outline of forest hydrology. Univ. of Georgia Press. Athens, 137 pp.
 45. HIBBERT, AR, 1967. Forest treatment effects on water yield. Int. Symp. For. Hydrol., Sopper, WE & Lull, HW eds. Oxford: Pergamon Press. 527-543.

46. HORTON, RE, 1919. Rainfall interception. Monthly Weather Review. 47.
47. IBBITT, RP, 1970. Systematic parameter fitting for conceptual models of catchment hydrology. Ph.D. Thesis, Univ. of London, London, 400 pp.
48. ISHIHARA, T & ISHIHARA, Y, 1961. Runoff analysis by analogue computer. Gen.Assemb.Int.Assoc.Hydraul.Res., 9th, Dubrovnik. 749-759.
49. ITEM, H, 1974. A model for the water regime of a deciduous forest. J.Hydrol. 21, 201-210.
50. JACKSON, IJ, 1975. Relationships between rainfall parameters and interception by tropical forests. J.Hydrol. 24, 215-238.
51. JACKSON, IJ, 1978. Local differences in the patterns of variability of tropical rainfall: Some characteristics and implications. J.Hydrol. 38, 273-287.
52. JAMES, LD, 1972. Hydrologic modeling, parameter estimation, and watershed characteristics. J.Hydrol. 17, 283-307.
53. JOHNSON, MR, BOTHA, BJV, HUGO, PJ, KEYSER, AW, TURNER, BR, & WINTR, H DE LA R., 1979. Preliminary report on the lithostratigraphic nomenclature in the Karroo sequence. Geological Survey Report.
54. JOHNSTON, PR & PILGRIM, DH, 1976. Parameter optimization for watershed models. Water Resour.Res. 12(3), 477-486.

55. KELWAY, PS, 1975. The rainfall recorder problem.
J.Hydrol. 26, 55-77.
56. KERFOOT, O, 1968. Mist precipitation on vegetation.
For. Abstracts. 29, 8-20.
57. KILLICK, DJB, 1963. An account of the plant ecology
of the Cathedral Peak area of the Natal Drakensberg.
Mem.Bot.Surv. S.Afr. 34, 178 pp.
58. KITTREDGE, J, 1948. Forest influences. McGraw Hill.
59. KOHLER, MA, 1949. Double-mass analysis for testing
the consistency of records and for making required
adjustments. Am.Meteorol. Soc.Bull., 30, 188-189.
60. KOKOT, DF, 1948. An investigation into the evidence
bearing on recent climatic changes over Southern
Africa. S.Afr.Irrig.Dept.Memoir.Govt.Printer, Pretoria.
61. KWAN, JY, RILEY, JP & AMISAL, RA, 1969. A digital com-
puter program to plot isohyetal maps and calculate
volumes of precipitation. UNESCO Conference. The use
of analogue and digital computers in hydrology.
(Publ.No. 80 A.J.H.S.).
62. LAMB, HH, 1966. The changing climate - selected papers.
Methuen, London.
63. LANGFORD, KJ, 1976. Change in yield of water following
a bushfire in a forest of *Eucalyptus regnans*. J.Hydrol.
29, 87-114.
64. LEONARD, RE, 1967. Mathematical theory of interception.
Int.Symp.For.Hydrol. Sopper, WE & Lull, HW, eds. Pergamon

Press. 131-136.

65. LINSLEY, RK, (Jr), KOHLER, MA & PAULHUS, JL, 1949. Applied hydrology. McGraw-Hill Book Co., London.
689 pp.
66. LLOYD, EH, 1974. What is, and what is not, a Markov Chain. J.Hydrol. 22,1-28.
67. LOCKWOOD, JG & VENKATASAWMY, K, 1975. Evapotranspiration and soil moisture in upland grass catchments in the Eastern Pennines. J.Hydrol. 26, 79-94.
68. MAGETTE, WL, SHANHOLTZ, VO & CARR, JC, 1976. Estimating selected parameters for the Kentucky watershed model from watershed characteristics. Water Resour.Res. 12(3), 472-476.
69. MAKKINK, GF, 1957. Testing the Penman formula by means of lysimeters. J.Inst.Wat.Engng. 11, 277-288.
70. MANDEVILLE, AN, O'CONNELL, PE, SUTCLIFFE, JV & NASH, JE, 1970. Riverflow forecasting through conceptual models. III. The Ray catchment at Grendon Underwood. J.Hydrol II, 109-128.
71. MANLEY, RE, 1977. The soil moisture component of mathematical catchment simulation models. J.Hydrol. 35, 341-356.
72. MANLEY, RE, 1978. Simulation of flows in ungauged basins. Hydrol.Sci.Bull. 23(1), 85-101.
73. MARKOVIC, RD, 1965. Probability functions of best fit to distributions of annual precipitation and runoff. Colo-

rado State University, Hydrol.Paper No.8.

74. McMILLAN, WD & BURG, RH, 1960. Interception loss from grass. J.Geophys.Res. 2389-2394.
75. MEGAHAN, WF, 1973. Role of bedrock in watershed management. Proc. Irrigation & Drainage Div.Speciality Conf., Fort Collins.
76. MEIN, RG & BROWN, BM, 1978. Sensitivity of optimized parameters in watershed models. Water Resour.Res. 14(2), 299-303.
77. MEYBURGH, JC, NUNNI, UW, WICHT, CL & VAN DER ZEL, DW, 1970. The processing of streamflow data from water level recorder charts. For.S.Afr. 11, 1-17.
78. MILLER, JP, 1961. Solutes in small streams draining single rock types, Sangre de Cristo range, New Mexico. Geochemistry of Water. F1-F23.
79. MONTEITH, JL, 1965. Evaporation and environment. Proc.Symp. Exptl.Biol. 19, 205-234.
80. MONTEITH, JL & SZEICZ, G, 1962. Radiative temperature in the heat balance of natural surfaces. Quart.J.Roy.Met. Soc. 88, 378, 496-507.
81. MORTON, FI, 1965. Potential evaporation and regional evaporation. J.Hydraulics Div.Am.Soc.Civil Engrs. 91 (HY 6) 67-97.
82. MORTON, FI, 1969. Potential evaporation as a manifestation of regional evaporation. Water Resour.Res. 5, 1244-1255.
83. MORTON, FI, 1970. Catchment evaporation as manifested in climatologic observations. Symp.World Water Bal.

- IASH. Publ. 92, 421-433.
84. MOULDS, FR, 1961. Eucalyptus management on water catchments in South-Eastern Australia. 2nd World Eucalyptus Conf. Reports and Documents. II. Sao Paulo, Brazil.
 85. NAGEL, JF, 1956. Fog precipitation on Table Mountain. Journal of the Royal Meteorological Society 82: 452-460.
 86. NAGEL, JF, 1962. Fog precipitation on Africa's South West Coast. Notos 11: 51-60.
 87. NANNI, UW, 1956. Forest hydrological research at the Cathedral Peak Research Station. S.Afr.For.J., 27, 2-35.
 88. NANNI, UW, 1957. Baseflow in Cathedral Peak streams. Unpubl. M.Sc. (For.) Thesis, University of Stellenbosch. 59 pp.
 89. NANNI, UW, 1970a. The effect of afforestation on streamflow at Cathedral Peak: Report No. 1. S.Afr.For.J., 74, 6-12.
 90. NANNI, UW, 1970b. Trees, water and perspective. S.Afr.For.J., 75, 0-17.
 91. NASH, JE & SUTCLIFFE, JV, 1969. Flood wave formation. Hydrol. forecasting Tech. Note 92 WMO. 147-155.
 92. NEFF, EL, 1977. How much rain does a raingage gage. J.Hydrol 35, 213-220.
 93. PEGG, RK & WARD, RC, 1972. Evapotranspiration from a small clay catchment. J.Hydrol, 15, 149-165.

94. PEGRAM, GGS, 1969. Certain aspects of the water resources of the Umgeni River Catchment. Dept. of Civ. Engng. University of Natal, Durban. 82pp.
95. PENMAN, HL, 1948. Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. Proc.Roy.Soc.Lond. (A) 193, 120-145.
96. PENMAN, HL & SCHOFIELD, RK, 1951. Some physical aspects of assimilation and transpiration. Symp.Soc. Exptl.Bio. 5, 115-129.
97. PHILLIPS, J, 1973. The agricultural and related development of the Tugela Basin and its surroundings. Natal Town and Regional Planning Commission, Pietermaritzburg. 299 pp.
98. PIENAAR, LV, 1964. Reëvalonderskepping deur 'n jong opstand van Pinus radiata, D.Don. Bosbou in S.A.No.5.
99. PITMAN, WV, 1973. A mathematical model for generating monthly river flows from meteorological data in South Africa. Hydrol.Res.Unit, Univ.Witwatersrand, Johannesburg, Rep. 2/73.
100. PITMAN, WV, 1978. Trends in streamflow due to upstream land-use changes. J.Hydrol. 39, 227-237.
101. PORTER, JW & McMAHON, TA, 1971. A model for the simulation of streamflow data from climatic records. J.Hydrol. 13, 297-324.
102. PRIESTLEY, CHB & TAYLOR, J, 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale

- parameters. Monthly Weather Review, 100, 81-89.
103. REYNOLDS, ECR & LEYTON, L, 1963. Measurement and significance of throughfall in forest stands in the water relations of plants. Symp. of British Ecol.Soc. Rutter & White eds.
104. RIJTEMA, PE, 1959. Calculation methods of potential evapotranspiration. Inst. Land and Wat.Mangt.Res. Tech.Bull.7.
105. RIJTEMA, PE, 1966a. Evapotranspiration. Inst.Land and Wat.Mangt.Res.Tech.Bull.47.
106. RIJTEMA, PE, 1966b. Transpiration and production of crops in relation to climate and irrigation. Inst. Land and Wat. Mangt.Res. Tech. Bull. 44.
107. ROBERTS, MC & KLINGEMAN, PC, 1970. The influence of land-form and precipitation parameters on flood hydrographs. J.Hydrol. 11, 393-411.
108. ROBERTS, PJT, 1978. A comparison of the performance of selected conceptual models of the rainfall-runoff process in semi-arid catchments near Grahamstown. Hydrol.Res.Unit.Rep.No. 1/78 Rhodes Univ.Grahamstown. 325 pp.
109. RODDA, JC, 1967. The rainfall measurement problem. General Assembly of Burn, UGGI, IASH, September-October 1967, Publ. No. 78, 215-231.

110. RODDA, JC, 1970. Rainfall measurement and representativeness. Proc. of Reading Symp. on World Water Balance, IASH, July 1970, 174-186.
111. RODRIQUEZ-ITURBE, I, MEJIA, JM & DAWDY, DR, 1972. Streamflow simulation. 1. A new look at Markovian Models, Fractional Gaussian noise and Crossing Theory. Water Resour.Res. 8(4), 921-930.
112. ROHWER, C, 1931. Evaporation from free water surface. USDA Tech.Bull. 271.
113. ROSENBERG, NJ, 1974. The biological environment. John Wiley & Sons.
114. ROTHACHER, J, 1970. Increases in water yield following clear-cut logging in the Pacific Northwest. Water Resour.Res. 6, 653-658.
115. ROWE, PB & REIMANN, LF, 1961. Water use by brush, grass and grass-forb vegetation compared. J.For., 59:
116. RUTTER, AJ, 1963. Studies in the water relations of *Pinus sylvestris* in plantation conditions. J.Ecol. 51, 191-203.
117. RUTTER, AJ, KERSHAW, KA, ROBINS, PC & MATON, AJ, 1972. A predictive model of rainfall interception in forests.
1. Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican pine. Agric.Meteorol. 9 367-384.

118. RUTTER, AJ, MORTON, AJ & ROBINS, PC, 1975. A predictive model of rainfall interception in forests.
11. Generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands. J.Appl.Ecol. 12, 367-380.
119. Schulze, BR, 1965. Climate of South Africa. Part 8. General Survey. W.B.28, Govt. Printer, Pretoria.
120. SCHULZE, RE, 1975. Catchment evapotranspiration in the Natal Drakensberg. Unpubl.Ph.D. thesis, University of Natal, Pietermaritzburg, S.A. 244pp.
121. SCHULZE, RE, 1979. Hydrology and water resources of the Drakensberg. In press. 126 pp.
122. SCHUMANN, DEW & BOUWER, B, 1969. Inleiding tot die Statistiek. Kosmo-Uitgewery, Edms. Beperk. 139 pp.
123. SCOTT-SHAW, CR, 1976. Rainfall interception by Pinus patula in the Natal Drakensberg. Unpubl. report, Department of Geography, University of Natal, S.A. 45 pp.
124. SEYHAN, E, 1976. Calculation of runoff from basin physiography. Geografisch Instituut Rijksuniversiteit Utrecht, Netherlands. 177. pp.
125. SHAPIRO, SS & WILK, MB, 1965. An analysis of variance test for normality (complete samples). Biometrika 52(3/4), 591.
126. SHIAN, SY & DAVAR, KS, 1973. Modified Penman method for potential evapotranspiration from forest regions.

J. Hydrol. 18, 349-365.

127. SHIH, GB, HAWKINS, RH & CHAMBERS, MD, 1972. Computer modelling of a coniferous forest watershed. Age of Changing Priorities for land and water, New York, Am. Soc. Civ. Engng.
128. SIEGEL, S, 1956. Nonparametric statistics for the behavioural sciences. McGraw-Hill Book Co. 312 pp.
129. SINGER, A, 1978. The nature of basalt weathering in Israel. Soil Science 125(4), 217-225.
130. SINGH, VP, 1975. A laboratory investigation of surface runoff. J.Hydrol. 25, 187-200.
131. SRIKANTHAN, R & McMAHON, TA, 1978. A review of lag-one Markov models for generation of annual flows. J.Hydrol. 37, 1-12.
132. STANHILL, G, 1962. The use of the Piché evaporimeter in the calculation of evaporation. Quart. J.Roy.Met.Soc. 88, 80-82.
133. STEEL, RGD & TORRIE, JH, 1960. Principles and procedures of statistics. McGraw-Hill Book Co. 481 pp.
134. STEWART, JB, 1977. Evaporation from the wet canopy of a pine forest. Water Resour. Res. 13(6), 915-921.
135. SWINBANK, WC, 1951. The measurement of vertical transfer of heat and water vapour by eddies in the lower atmosphere, with some results. J.Meteorol. 8, 135-145.
136. SZEICZ, G & LONG, IF, 1969. Surface resistance of crop canopies. Water Resour. Res. 5, 622-633.

137. SZEICZ, G, ENRODI, G & TAJCHMAN, S, 1969. Aerodynamic and surface factors in evaporation. Water Resour. Res. 5, 380-394.
138. THORNTHWAITE, CW & HOLZMAN, B, 1942. Measurement of evaporation from land and water surface. USDA Tech. Bull. 817.
139. THORNTHWAITE, CW & MATHER, JR, 1955. The water budget and its use in irrigation. USDA Yearbook. 346-358.
140. THORRINGTON-SMITH, E, 1952. The Tugela Basin. Natal Town and Regional Planning Reports, 1, Natal Town and Regional Planning Commission.
141. THORRINGTON-SMITH, E, 1960. Towards a plan for the Tugela Basin. Natal Town and Regional Planning Reports, 5, Natal Town and Regional Planning Commission.
142. THORUD, DB, 1967. The effect of applied interception on transpiration rates of potted Ponderosa Pine. Water Resour. Res. 3, 443-450.
143. TOOKE, FCC, 1938. Investigations on the biology of Euproctis terminalis Walk., the pine brown tail moth. Dept. of Agric. & For. Sci. Bull. 179 pp.
144. TRIMBLE, GR, Jr., 1959. A problem analyses and program for watershed-management research in the White Mountains of New Hampshire, Res. Paper NE 116, North-eastern Forest Experiment Stations, 19.
145. TYSON, PD, PRESTON-WHYTE, RA & SCHULZE, RE, 1976. The Climate of the Drakensberg. Natal Town and Regional

Planning Reports. 31. Natal Town and Regional Planning Commission.

146. VAN BAVEL, CHM, 1966. Potential evaporation: The combination concept and its experimental verification. Water Resour. Res. 2, 455-467.
147. VAN DER ZEL, DW & KRUGER, FJ, 1975. Results of the multiple catchment experiments at the Jonkershoek Research Station, South Africa II. Influence of protection of fynbos on stream discharge in Langrivier. For. S. Afr., 16, 13-18.
148. VAN LILL, WS, 1976. 'n Klimaatsbeskrywing van die Jonkershoekbosnavorsingstasie met die doel om klimaatsveranderinge wat stroomafvoer kan beïnvloed, op te spoor. M.Sc. thesis, Universiteit van Stellenbosch. 234 pp.
149. VAN WYK, DB, 1977. Die invloed van bebossing met *Pinus radiata* op die totale jaarlikse afvoer van die Jonkershoekstrome. Unpublished M.Sc. thesis, University of Stellenbosch, S.A. 206 pp.
150. VEIHMAYER, FJ & HENDRICKSON, AH, 1955. Does transpiration decrease as the soil moisture decreases? Trans.Am. Geo.Un. 36(3), 425-448.
151. VERSFELD, DB, 1978. Rainfall interception in stands of *Pinus radiata* D.don at the Jonkershoek Forest Research Station. An interim report on sub-project 1/3/07/05. Report 78-08, Dept. of For., Jonkershoek Forest Research Station.

152. WALLING, DE & WEBB, BW, 1974. Spatial Variation of river water quality: a survey of the River Exc. Trans. of British Geographers. No 65, 155-171.
153. WALLIS, JR, 1965. Multivariate statistical methods in hydrology - a comparison using data of known functional relationship. Water Resour. Res. 1, 447-461.
154. WARTENA, L, 1974. Basic difficulties in predicting evaporation. J.Hydrol. 23, 159-177.
155. WHITMORE, JS, 1970. The hydrology of Natal. Symp., Water Natal, Durban. 17 pp.
156. WHITMORE, JS, 1971. South Africa's water budget. S.Afr.J.Sci., 67, 166-176.
157. WICHT, CL, 1967a. Forest hydrology research in the South African Republic. Int. Symp. For. Hydrol., Sopper, WE & Lull, HW eds. Oxford: Pergamon Press. 75-84.
158. WICHT, CL, 1967b. The validity of conclusions from South African multiple watershed experiments. Int. Symp. For. Hydrol., Sopper, WE & Lull, HW eds. Oxford: Pergamon Press. 749-760.
159. WICHT, CL, 1971. The influence of vegetation in South African mountain catchments on water supplies. S.Afr.J.Sci. 67, 201-209.
160. WICHT, CL, MEYBURGH, JC & BOUSTEAD, PG, 1969. Rainfall at Jonkershoek Forest Hydrological Research Station.

Ann.Univ.Stell.Vol. 44, Ser. A.No. 1. 66pp.

161. WIESNER, CJ, 1970. Hydrometeorology. Chapman & Hall, London. 232 pp.
162. WISLER, CO & BRATER, EF, 1949. Hydrology. John Wiley & Sons. New York. 419 pp.
163. WOOD, MJ & SUTHERLAND, AJ, 1970. Evaluation of a digital catchment model on New Zealand catchments. J.Hydrol. N.Z. 9, 323-335.
164. WOODRUFF, JF & HEWLETT, JD, 1970. Predicting and mapping the average hydrologic response for the Eastern United States. Water Resour. Res. 6(5): 1312-1326.
165. YEVJEVICH, V, 1972. Probability and statistics in hydrology. Water Resour. Publ.Fort Collins, Colorado, USA. 302 pp.
166. YEVJEVICH, V, 1974. Determinism and stochasticity in hydrology. J.Hydrol. 22, 225-238.
167. YEVJEVICH, V & JENG, RI, 1969. Properties of non-homogeneous hydrologic series. Colorado State University Hydrol. Paper. no. 32.
168. ZINKE, PJ, 1967. Forest interception studies in the United States. Int.Symp.For. Hydrol. Sopper, WE & Lull, HW, eds, 137-161.

AANHANGSEL A.PROGRAMME VAN SOMMIGE ONTLEDINGMETODES GEBRUIK IN HOOFSTUKKE 2 TOT 5.

```

5 REM  STATISTIEK VIR MAANDELIKSE WAARDES
10 DIM D$(31,12)
20 LOAD DATA 4,D
30 FOR Y=1 TO 12
40 A=C=0
50 FOR X=1 TO 29
60 A=A+D(X,Y)
70 B=D(X,Y)*2
80 C=C+B
90 NEXT X
100 X=X-1
110 S=((C-(A*2)/X))/(X-1)
120 S1=SQR(S/X)
130 M=A/X
140 D1=0
150 FOR X=1 TO 29
160 D=ABS((M-D(X,Y)))
170 D1=D1+D
180 NEXT X
190 X=X-1
200 V1=(100*SQR(S))/M
210 V=D1/X
220 PRINT "SE="S1"AV="V"MEAN="M"CV="V1
230 NEXT Y
235 Q2=0
240 FOR Q=1 TO 29
250 Q1=0
260 FOR P=1 TO 12
270 Q1=Q1+D(Q,P)
280 NEXT P
290 FORMAT 6F9.0
300 WRITE (15,290)Q1;
310 IF Q=5 OR Q=12 OR Q=18 OR Q=24 OR Q=29 THEN 330
320 GOTO 335
330 PRINT
335 Q2=Q2+Q1
340 NEXT Q
345 PRINT "TOTAL ="Q2"MAR="Q2/29
350 END

```

```

5 REM 5 DARGSE LOPEDE GEMIDDELDES
10 DIM A$(30,12)
20 SCALE 0,360,0,40
30 XAXIS 0,5,0,360
40 YAXIS 0,5,0,40
50 Q=0
60 DISP "LOAD FROM FILE";
70 INPUT F
80 LOAD DATA F,A
90 DISP "NO OF YEARS";
100 INPUT N
110 FOR X=1 TO N
120 FOR Y=1 TO 12
130 Q=Q+1
140 PLOT Q,A$(X,Y),-2
150 PEN
160 NEXT Y
170 NEXT X
180 Q=0
190 FOR Y=5 TO 12
200 A=A$(1,(Y-4))+A$(1,(Y-3))+A$(1,(Y-2))+A$(1,(Y-1))+A$(1,Y)
210 Q=Q+1
220 B=A/5
230 PLOT Q,B
240 NEXT Y
250 FOR X=2 TO 30
260 A=A$(X-1,9)+A$(X-1,10)+A$(X-1,11)+A$(X-1,12)+A$(X,1)
270 B=A/5
280 Q=Q+1
290 PLOT Q,B
300 A=A$(X-1,10)+A$(X-1,11)+A$(X-1,12)+A$(X,1)+A$(X,2)
310 B=A/5
320 Q=Q+1
330 PLOT Q,B
340 A=A$(X-1,11)+A$(X-1,12)+A$(X,1)+A$(X,2)+A$(X,3)
350 B=A/5
360 Q=Q+1
370 PLOT Q,B
371 A=A$(X-1,12)+A$(X,1)+A$(X,2)+A$(X,3)+A$(X,4)
372 B=A/5
373 Q=Q+1
374 PLOT Q,B
380 FOR Y=5 TO 12
390 A=A$(X,(Y-4))+A$(X,(Y-3))+A$(X,(Y-2))+A$(X,(Y-1))+A$(X,Y)
400 B=A/5
410 Q=Q+1
420 PLOT Q,B
430 NEXT Y
440 NEXT X
450 END
500 B=0
505 FOR X=1 TO 30
510 FOR Y=1 TO 12
520 B=B+A$(X,Y)
530 NEXT Y
540 NEXT X
550 C=B/360
560 PLOT 0,C
570 PLOT 360,C
580 END

```

```
5 REM 5 JAARLIKS LOPENDE GEM VIR ELKE MAAND(TEMP.,REENVAL)
10 DIM A$(31,12)
20 DISP "LOAD FROM FILE";
30 INPUT X
40 LOAD DATA X,A
50 FOR Y=1 TO 12
60 N=1
70 Z=0
80 FOR X=N TO 25
90 T=A$(X,Y)+A$(X+1,Y)+A$(X+2,Y)+A$(X+3,Y)+A$(X+4,Y)
100 Z=Z+1
110 T1=T/5
120 N=N+1
130 FORMAT SF7.1
140 WRITE (15,130)T1;
150 IF Z=8 THEN 170
160 GOTO 190
170 PRINT
180 Z=0
190 NEXT X
200 PRINT
210 T=A$(X,Y)+A$(X+1,Y)+A$(X+2,Y)+A$(X+3,Y)
220 T1=T/4
230 X=X+1
240 T=A$(X,Y)+A$(X+1,Y)+A$(X+2,Y)
250 T2=T/3
260 X=X+1
270 T=A$(X,Y)+A$(X+1,Y)
280 T3=T/2
290 X=X+1
300 T4=A$(X,Y)
310 WRITE (15,130)T1,T2,T3,T4
320 NEXT Y
330 END
```

```
10 REM ONE SAMPLE RUNS TEST
20 DIM A$(60),B$(60)
30 DISP "NUMBER OF OBS";
40 INPUT N
50 FOR X=1 TO N
60 DISP "NO."X;
70 INPUT A$(X)
80 NEXT X
90 FOR X=1 TO N
100 B$(X)=A$(X)
110 NEXT X
120 Q=1
130 FOR C=1 TO N
140 K=999999999
150 FOR J=0 TO N
160 IF A$(J)>K THEN 190
170 K=A$(J)
180 P=J
190 NEXT J
200 M5=A$(C)
210 A$(C)=A$(P)
220 A$(P)=M5
230 Q=Q+1
240 NEXT C
250 IF N/2=INT(N/2) THEN 290
260 M1=(N/2)+0.5
270 M=A$(M1)
280 GOTO 320
290 M1=(N/2)+1
300 M2=N/2
310 M=(A$(M1)+A$(M2))/2
320 Q1=0
330 FOR X=1 TO N
340 IF B$(X)>M THEN 390
350 IF B$(X)<M THEN 420
360 IF B$(X)=M THEN 440
370 DISP "ERROR"
380 STOP
390 Q=Q+1
400 PRINT "+1"
410 GOTO 440
420 Q1=Q1+1
430 PRINT "-1"
440 NEXT X
450 PRINT "N1="Q
460 PRINT "N2="Q1
470 END
```


5 REM VARIANSIEONTLEDING VIR REEN METERS"

```

10 DIM A$(30,6),B$(4,6)
20 DISP "BEGIN JAAR";
30 INPUT J
40 DISP "REENMETER NO.";
50 INPUT X
60 B$(4,X)=J
70 N=0
80 N=N+1
90 DISP "GEE JAAR"J;
100 INPUT A$(N,X)
110 IF A$(N,X)=-1 THEN 140
120 J=J+1
130 GOTO 80
140 B$(1,X)=N-1
150 DISP "NOG 'N METER";
160 INPUT M
170 IF M=0 THEN 190
180 GOTO 20
190 DISP "TEVREDE ? CONT. EXCT. DAN"
200 STOP
210 FOR Y=1 TO X
220 Q=Q1=0
230 J1=B$(4,Y)
240 FOR Z=1 TO B$(1,Y)
250 FORMAT 2F6.0
260 WRITE (2,250)J1,A$(Z,Y)
265 WRITE (15,250)J1,A$(Z,Y)
270 J1=J1+1
280 Q=Q+A$(Z,Y)
290 Q1=Q1+(A$(Z,Y))^2
300 NEXT Z
310 B$(2,Y)=Q
320 B$(3,Y)=Q1
330 NEXT Y
340 H=C=S=0
350 FOR Z=1 TO X
360 H=H+B$(1,Z)
370 C=C+B$(2,Z)
380 S=S+B$(3,Z)
390 SS=B$(2,Z)/B$(1,Z)
400 (S)-(B$(3,Z)-B$(2,Z)^2/B$(1,Z))/(B$(1,Z)-1)
410 PRINT "REENMETER"Z
420 PRINT "CV="SQRT(SS)/SS*100
430 PRINT "SE="SQRT(SS/B$(1,Z))
440 PRINT "GEM."SS
450 NEXT Z
460 C1=(C+2)/N
470 S1=S-C1
480 T=0
490 FOR Z=1 TO X
500 T=T+((B$(2,Z)+2/B$(1,Z)))
510 NEXT Z
520 T1=T-C1
530 E=S1-T1
540 D=N-1
550 PRINT "ANOVS"
560 PRINT "TREATMENT SS="T1
570 PRINT "ERROR SS="E
580 PRINT "TOTAL SS="S1
590 PRINT "DF TREATMENT="X-1
600 PRINT "DF ERROR="D-(X-1)
610 PRINT "DF TOTAL="D
620 M1=T1/(X-1)
630 M2=E/(D-(X-1))
640 PRINT "MS TREATMENT="M1
650 PRINT "MS ERROR="E/(D-(X-1))
660 PRINT "F="M1/M2
670 END

```

```
5 REM SHAPIRO WILK TEST
10 DIM B(30,2),IS(31,12)
15 LOAD DATA 9,I
20 DISP "HOW MANY YEARS";
30 INPUT P
40 FOR X=1 TO P
50 DISP "TABLE B-FIGURE"X;
60 INPUT B(X,2)
70 NEXT X
80 T=0
85 DISP "MONTH - OCT=1";
86 INPUT R,R1
90 FOR X=1 TO P
100 D=I(X,R)+I(X,R1)
110 B(X,1)=D
120 NEXT X
130 J=1
140 FOR X=1 TO P
150 K=900000000
160 FOR Y=J TO P
170 IF B(Y,1)>K THEN 200
180 K=B(Y,1)
190 Q=Y
200 NEXT Y
210 M=B(X,1)
220 B(X,1)=B(Q,1)
230 B(Q,1)=M
240 J=J+1
250 NEXT X
260 FOR X=1 TO P
270 T=T+B(X,1)
280 NEXT X
290 M=T/P
300 Q=Z=0
310 FOR X=1 TO P
320 Q=Q+(B(X,1)-M)+2
330 Z=Z+(B(X,1)*B(X,2))
340 NEXT X
350 W=Z+2/Q
360 PRINT W
370 PRINT
380 PRINT
390 GOTO 80
400 END
```

```
10 REM MANN WHITNEY TOETS TEEN INDEKS
20 REM NEEM VERSKILLE TUSSEN REEKS EN DIE INDEKS
30 DIM B$(100),A$(30)
40 DISP "EKSPERIMENT";
50 INPUT A$
60 DISP "HOEVEEL KONTROLE";
70 INPUT K
80 DISP "HOEVEEL VIR TOETS";
90 INPUT T
100 FOR X=1 TO K
110 DISP "KONTROLE PAAR"X;
120 INPUT A1,A2
130 B$(X)=INT(A1-A2)
132 IF B$(X)<0 THEN 135
133 B$(X)=B$(X)+0.1
134 GOTO 140
135 B$(X)=B$(X)-0.1
140 NEXT X
150 FOR Y=X TO ((X-1)+T)
160 DISP "TOETS PAAR"Y;
170 INPUT B1,B2
180 B$(Y)=INT(B1-B2)
182 IF B$(Y)<0 THEN 185
183 B$(Y)=B$(Y)+0.2
184 GOTO 190
185 B$(Y)=B$(Y)-0.2
190 NEXT Y
200 Q1=1
210 FOR C=1 TO (K+T)
220 K1=9000
230 FOR J=Q1 TO (K+T)
240 IF B$(J)>K1 THEN 270
250 K1=B$(J)
260 P1=J
270 NEXT J
280 M=B$(C)
290 B$(C)=B$(P1)
300 B$(P1)=M
310 Q1=Q1+1
320 NEXT C
330 U=0
340 FOR Z=1 TO (K+T)
345 IF B$(Z)<0 THEN 348
346 Q=B$(Z)-INT(B$(Z))
347 GOTO 360
348 A1=B$(Z)*-1
349 Q=A1-INT(A1)
350 IF Q=0.2 THEN 450
370 IF Z=1 THEN 450
380 U1=0
390 FOR P=1 TO (Z-1)
400 IF B$(P)<0 THEN 403
401 Q1=B$(P)-INT(B$(P))
402 GOTO 410
403 A2=B$(P)*-1
404 Q1=A2-INT(A2)
410 IF Q1=0.1 THEN 440
420 U1=U1+1
440 NEXT P
445 U=U+U1
450 NEXT Z
460 PRINT "MANN-WHITNEY U VIR" A$="U
470 IF K>T THEN 530
480 IF K<T THEN 510
490 PRINT "N1=N2="K
500 GOTO 540
510 PRINT "N1="K"N2="T
520 GOTO 540
530 PRINT "N2="K"N1="T
540 END
```

```
10 REM ONE SAMPLE RUNS TEST FOR STREAMFLOW
20 DIM ASC(60),BS(60),FS(31,12)
30 LOAD DATA 15,F
40 DISP "NUMBER OF OBS";
50 INPUT N
60 DISP "MONTH ?(OCT=1)";
70 INPUT N9
80 FOR X=1 TO N
90 AC(X)=FLX,N9]
100 NEXT X
110 FOR X=1 TO N
120 BC(X)=AC(X]
130 NEXT X
140 Q=1
150 FOR C=1 TO N
160 K=999999999
170 FOR J=0 TO N
180 IF AC(J]>K THEN 210
190 K=AC(J]
200 P=J
210 NEXT J
220 M5=AC(C]
230 AC(C]=AC(P]
240 AC(P]=M5
250 Q=Q+1
260 NEXT C
270 IF N/2=INT(N/2) THEN 310
280 M1=(N/2)+0.5
290 M=AC(M1]
300 GOTO 340
310 M1=(N/2)+1
320 M2=N/2
330 M=(AC(M1]+AC(M2))/2
340 Q1=0
350 FOR X=1 TO N
360 IF BC(X]>M THEN 410
370 IF BC(X]<M THEN 440
380 IF BC(X)=M THEN 460
390 DISP "ERROR"
400 STOP
410 Q=Q+1
420 PRINT "+1"
430 GOTO 460
440 Q1=Q1+1
450 PRINT "-1"
460 NEXT X
470 PRINT "N1="Q
480 PRINT "N2="Q1
490 GOTO 60
500 END
```

```
5 REM WALD WOLFOWITZ RUNS TEST VIR MANDELIKSE STROOMVLOEI
6 REM OPV 4 TEEN 9
10 DIM A$(15,24),B$(15,24),E(20)
20 LOAD DATA 16,A
30 LOAD DATA 17,B
40 M=M1=0
50 DISP "COLUMNS?-PREVIOUS="M;M1;
60 INPUT M,M1
70 N=0
80 FOR X=1 TO 10
90 N=N+1
100 E(N)=(A(X,M)*0.001055)-(A(X,M1)*0.0015503)
110 E(N)=INT(E(N)*10)+0.1
120 NEXT X
130 FOR X=1 TO 9
140 N=N+1
150 E(N)=(B(X,M)*0.001055)-(B(X,M1)*0.0015503)
160 E(N)=INT(E(N)*10)+0.2
170 NEXT X
180 P=1
190 FOR X=1 TO 19
200 K=90000000
210 FOR J=P TO 19
220 IF E(J)>K THEN 250
230 K=E(J)
240 L=J
250 NEXT J
260 M2=E(X)
270 E(X)=E(L)
280 E(L)=M2
290 P=P+1
300 NEXT X
310 Q=Q1=0
320 FOR X=1 TO 19
330 Z3=ABS E(X)
340 Z4=(Z3-INT Z3)*10
350 IF Z4/2=INT(Z4/2) THEN 390
360 GOTO 430
370 DISP "ERROR"
380 STOP
390 IF Q=0.9 THEN 460
400 Q=0.9
410 Q1=Q1+1
420 GOTO 460
430 IF Q=0.1 THEN 460
440 Q=0.1
450 Q1=Q1+1
460 NEXT X
470 PRINT "RUNS R="Q1
480 GOTO 50
490 END
```

```

10 DIM FSC(31,12),ISC(31,12),ASC(60)
20 DISP "FIRST CATCHMENT":
30 INPUT C1
40 DISP "SECOND C":
50 INPUT C2
60 DISP "FILES FOR CATCHMENT"C1"AND"C2:
70 INPUT F1,F2
80 LOAD DATA F1,F
90 LOAD DATA F2,I
100 DISP "AREA C"C1"AND C"C2:
110 INPUT A1,A2
120 DISP "YEAR BEGIN,END-"C1;C2:
130 INPUT Y1,Y2,Y3,Y4
140 N1=(Y2-Y1)+1
150 N2=(Y4-Y3)+1
160 N=0
170 Q=Q1=T3=T4=0
180 FOR X=1 TO N1
190 T1=0
200 K=N+1
210 FOR Y=1 TO 12
220 T1=T1+FC(X,Y)
225 NEXT Y
230 ACN1=INT(T1*1/(A1*10))+0.1
235 T3=T3+T1
240 NEXT X
245 FOR X=1 TO N2
250 T2=0
255 K=N+1
260 FOR Y=1 TO 12
265 T2=T2+IC(X,Y)
270 NEXT Y
275 ACN2=INT(T2*1/(A2*10))+0.9
280 T4=T4+T2
285 NEXT X
290 P=1
300 FOR X=1 TO (N1+N2)
310 K=9999999999
320 FOR J=P TO (N1+N2)
330 IF AC(J)>K THEN 370
340 K=AC(J)
350 L=J
360 NEXT J
370 M1=AC(X)
372 AC(X)=AC(L)
373 AC(L)=M1
374 P=P+1
375 NEXT X
380 FOR X=1 TO (N1+N2)
390 IF AC(X)-INT(AC(X))=0.1 THEN 470
400 IF AC(X)-INT(AC(X))=0.9 THEN 430
410 DISP "ERROR"
420 STOP
430 IF Q=0.9 THEN 500
440 Q=0.9
450 Q1=Q1+1
460 GOTO 500
470 IF Q=0.1 THEN 500
480 Q=0.1
490 Q1=Q1+1
500 NEXT X
510 PRINT "MEAN - CATCHMENT"C1"="(T3/N1*1/(A1*10)
520 PRINT "MEAN - CATCHMENT "C2"="(T4/N2*1/(A2*10)
530 PRINT "RUNS R ="Q1
540 R=Q1-((2*N1*N2)/(N1+N2)+1)
542 R1=2*N1*N2*(2*N1*N2-N1-N2)
545 R2=((N1+N2)+2*(N1+N2-1))
548 Z=R/SQR(R1/R2)
550 PRINT "Z ="Z
560 PRINT
570 Q=Q1=0
600 END

```



```

5 REM WALD WOLFOWITZ RUNS TOETS OP VERSKILLE IN STROOMVLOEI
10 DIM F$(31,12),I$(31,12),A$(60),D$(30),C$(30)
20 DISP "FIRST CATCHMENT";
30 INPUT C1
40 DISP "SECOND C";
50 INPUT C2
60 DISP "FILES FOR CATCHMENT"C1"AND"C2;
70 INPUT F1,F2
80 LOAD DATA F1,F
90 LOAD DATA F2,I
100 DISP "AREA CATCHMENT"C1,C2;
110 INPUT A1,A2
120 DISP "BEGIN AND END YEAR C"C1,C2;
130 INPUT Y1,Y2,Y3,Y4
140 V1=V2=1
150 IF Y1=Y3 THEN 200
160 IF Y1>Y3 THEN 190
170 V1=(Y3-Y1)+1
180 GOTO 200
190 V2=(Y1-Y3)+1
200 DISP "NO OF YEARS OF FIRST PERIOD";
210 INPUT K1
215 DISP "NO OF YEARS IN SECOND PERIOD";
216 INPUT K2
220 DISP "GIVE DATES OF PERIOD (1951-1977)";
230 INPUT Y8,Y9
240 DISP "WHICH MONTH?-(OCT=1)";
250 INPUT M
260 V3=V1
270 V4=V2
280 T1=T2=0
290 FOR X=1 TO K1
300 D(X)=(F(V3,M)*1/(A1*10))-(I(V4,M)*1/(A2*10))
310 T1=T1+D(X)
320 V3=V3+1
330 V4=V4+1
340 NEXT X
350 H=Q=Q1=0
360 FOR X=1 TO K2
370 C(X)=(F(V3,M)*1/(A1*10))-(I(V4,M)*1/(A2*10))
380 T2=T2+C(X)
390 V3=V3+1
400 V4=V4+1
410 NEXT X

```

```
455 REM WALD WOLFOWITZ RUNS TOETS OP VERSKILLE VERVOLG
460 FOR X=1 TO K1
470 N=N+1
480 ACN]=INT(D[X])+0.1
490 NEXT X
500 FOR X=1 TO K2
510 N=N+1
520 ACN]=INT(C[X])+0.2
530 NEXT X
540 P=1
550 FOR X=1 TO (K1+K2)
560 K=999999999
570 FOR J=P TO (K1+K2)
580 IF AC[J]>K THEN 610
590 K=AC[J]
600 L=J
610 NEXT J
620 M1=AC[X]
630 AC[X]=AC[L]
640 AC[L]=M1
650 P=P+1
660 NEXT X
670 FOR X=1 TO (K1+K2)
680 Z3=ABSAC[X]
682 Z4=(Z3-INTZ3)*10
685 IF Z4/2=INT(Z4/2) THEN 720
690 GOTO 760
700 DISP "ERROR"
710 STOP
720 IF Q=0.9 THEN 790
730 Q=0.9
740 Q1=Q1+1
750 GOTO 790
760 IF Q=0.1 THEN 790
770 Q=0.1
780 Q1=Q1+1
790 NEXT X
800 N1=K1
810 N2=K2
820 PRINT "CATCHMENT" C1 "VS" C2
830 PRINT "FIRST PERIOD =" K1 "YEARS" Y8 "TO" Y9
840 PRINT "SECOND PERIOD=" K2 "YEARS" (Y9+1) "TO" (Y9+K2)
850 PRINT "RUNS R =" Q1
860 R=Q1-((2*N1*N2)/(N1+N2)+1)
870 R1=2*N1*N2*(2*N1*N2-N1-N2)
880 R2=((N1+N2)+2*(N1+N2-1))
890 Z=R/SQR(R1/R2)
900 PRINT "Z =" Z
910 PRINT
920 Q=Q1=0
930 GOTO 240
940 END
```

```
10 REM CALCULATE DEVIATIONS FROM REGR.
20 DIM F$(31,12),IS(31,12),AS(30,3)
30 DISP "FIRST CATCHMENT";
40 INPUT C1
50 DISP "SECOND CATCHMENT";
60 INPUT C2
70 DISP "FILES OF C1 AND C2";
80 INPUT F1,F2
90 LOAD DATA F1,F
100 LOAD DATA F2,I
110 DISP "BEGINNING AND END YEAR, C1,C2";
120 INPUT Y1,Y2,Y3,Y4
130 V1=V2=1
140 IF Y1=Y3 THEN 190
150 IF Y1>Y3 THEN 180
160 V1=(Y3-Y1)+1
170 GOTO 190
180 V2=(Y1-Y3)+1
190 V3=V1
200 V4=V2
210 DISP "CALIBRATION PERIOD(NO OF YEARS)";
220 INPUT N1
230 N=((V2-Y1)+1)-(V1-1)
235 DISP "T VALUE FOR "N1-1"DF";
236 INPUT T6
240 DISP "MONTH ?(OCT=1)";
250 INPUT M
260 FOR X=1 TO 30
270 FOR Q=1 TO 3
280 AC(X,Q)=0
290 NEXT Q
300 NEXT X
310 X2=Y3=T=T1=P=0
320 FOR Q=1 TO N
330 AC(Q,1)=F(V3,M)
340 AC(Q,2)=I(V4,M)
350 V4=V4+1
360 V3=V3+1
370 NEXT Q
380 FOR Q=1 TO N1
390 X=AC(Q,2)
400 Y=AC(Q,1)
410 X2=X2+(X^2)
420 Y3=Y3+(Y^2)
430 P=P+(X*Y)
440 T=T+X
450 T1=T1+Y
460 NEXT Q
```

```

465 REMDE. FROM REGRESSION - CONT.
470 G1=T/N1
480 G2=T1/N1
490 B1=(P-(T*T1)/N1)/(X2-(T+2)/N1)
500 A=G2-B1*G1
510 Y4=Y3-((T1)+2)/N1
520 P2=P-(T*T1)/N1
530 X4=X2-(T+2)/N1
540 S2=SQR((Y4-P2+2/X4)/(N1-2))
550 S9=S2+2
560 R=P2/SQR(X4*Y4)
570 R2=R+2
580 FOR Q=1 TO N
590 A[Q,3]=A[Q,1]-(A+(B1*A[Q,2]))
600 NEXT Q
610 PRINT "CATCHMENT "C1"VS CATCHMENT"C2" MONTH"M
620 PRINT "MEAN C"C1"="G2
630 PRINT "MEAN C "C2"="G1
640 PRINT "COEFFICIENTS"
650 PRINT "A="A
660 PRINT "B="B1
670 PRINT "CORREL. COEFF.="R
680 PRINT "R SQR="R2
690 PRINT "STANDARD DEV.="S2
700 PRINT "DEVIATIONS:(BEGINNING YEAR="Y1")"
710 FORMAT 10F6.0
720 FOR Q=1 TO 10
730 WRITE (15,710)A[Q,3];
740 NEXT Q
750 PRINT
760 FOR Q=11 TO 20
770 WRITE (15,710)A[Q,3];
780 NEXT Q
790 PRINT
800 FOR Q=21 TO 30
810 WRITE (15,710)A[Q,3];
820 NEXT Q
830 PRINT
840 FOR Q=1 TO N
850 C9=G2+B1*(A[Q,2]-G1)+T6*S2*SQR(1/N1+((A[Q,2]-G1)+2)/X2)
860 C8=G2+B1*(A[Q,2]-G1)-T6*S2*SQR(1/N1+((A[Q,2]-G1)+2)/X2)
865 C9=C9-(A+(B1*A[Q,2]))
866 C8=C8-(A+(B1*A[Q,2]))
870 PRINT "CL="C9,C8
880 NEXT Q
890 V3=V1
900 V4=V2
910 GOTO 240
920 END

```

```
10 REM BEPAAL AFW. VANAF REGR.-HOEVEELHEDE BUITE VERTROUENSGRENSE
20 DIM F$(31,12),I$(31,12),A$(30,3),C$(30,2)
30 DISP "FIRST CATCHMENT";
40 INPUT C1
50 DISP "SECOND CATCHMENT";
60 INPUT C2
70 DISP "FILES OF C1 AND C2";
80 INPUT F1,F2
90 LOAD DATA F1,F
100 LOAD DATA F2,I
110 DISP "BEGINNING AND END YEAR, C1,C2";
120 INPUT Y1,Y2,Y3,Y4
130 V1=V2=1
140 IF Y1=Y3 THEN 190
150 IF Y1>Y3 THEN 180
160 V1=(Y3-Y1)+1
170 GOTO 190
180 V2=(Y1-Y3)+1
190 V3=V1
200 V4=V2
210 DISP "CALIBRATION PERIOD(NO OF YEARS)";
220 INPUT N1
230 N=((Y2-Y1)+1)-(V1-1)
240 DISP "T VALUE FOR"N1-1"DF";
250 INPUT T6
260 DISP "MONTH ?(OCT=1)";
270 INPUT M
280 FOR X=1 TO 30
290 FOR Q=1 TO 3
300 A(X,Q)=0
310 NEXT Q
320 NEXT X
330 X2=Y3=T=T1=P=0
340 FOR Q=1 TO N
350 A(Q,1)=F[V3,M]
360 A(Q,2)=I[V4,M]
370 V4=V4+1
380 V3=V3+1
390 NEXT Q
400 FOR Q=1 TO N1
410 X=A(Q,2)
420 Y=A(Q,1)
430 X2=X2+(X^2)
440 Y3=Y3+(Y^2)
450 P=P+(X*Y)
460 T=T+X
470 T1=T1+Y
480 NEXT Q
```

```

485 REM GROOTTES VAN AFWYKINGS - VERVOLG
490 G1=T1/N1
500 G2=T1/N1
510 B1=(P-(T*T1)/N1)/(X2-(T+2)/N1)
520 A=G2-B1*G1
530 Y4=Y3-((T1)+2)/N1
540 P2=P-(T*T1)/N1
550 X4=X2-(T+2)/N1
560 S2=SQR((Y4-P2+2/X4)/(N1-2))
570 S9=S2+2
580 R=P2/SQR(X4*Y4)
590 R2=R+2
600 FOR Q=1 TO N
610 ACQ,3]=ACQ,1]-(A+(B1*ACQ,2]))
620 NEXT Q
630 PRINT "CATCHMENT"C1"VS CATCHMENT"C2" MONTH"M
640 PRINT "MEAN C"C1"="G2
650 PRINT "MEAN C "C2"="G1
660 PRINT "COEFFICIENTS"
670 PRINT "A="A
680 PRINT "B="B1
690 PRINT "CORREL. COEFF.="R
700 PRINT "R SQR="R2
710 PRINT "STANDARD DEV.="S2
720 PRINT "DEVIATIONS:(BEGINNING YEAR="Y1")"
730 FORMAT 10F6.0
740 FOR Q=1 TO 10
750 WRITE (15,730)ACQ,3];
760 NEXT Q
770 PRINT
780 FOR Q=11 TO 20
790 WRITE (15,730)ACQ,3];
800 NEXT Q
810 PRINT
820 FOR Q=21 TO 30
830 WRITE (15,730)ACQ,3];
840 NEXT Q
850 PRINT
855 N5=D7=0
860 FOR Q=N1+1 TO N
870 C9=G2+B1*(ACQ,2]-G1)+T6*S2*SQR(1/N1+((ACQ,2]-G1)+2)/X2)
880 C8=G2+B1*(ACQ,2]-G1)-T6*S2*SQR(1/N1+((ACQ,2]-G1)+2)/X2)
890 C[Q,1]=C9-(A+(B1*ACQ,2]))
900 C[Q,2]=C8-(A+(B1*ACQ,2]))
910 C5=C6=0
920 IF ACQ,3]<0 THEN 970
930 IF ACQ,3]<C[Q,1] THEN 1000
940 C5=ACQ,3]-C[Q,1]
950 N5=N5+1
960 GOTO 1000
970 IF ACQ,3]>C[Q,2] THEN 1000
980 C6=ACQ,3]-C[Q,2]
990 N5=N5+1
1000 D7=D7+(C5+C6)
1005 FORMAT F8.0,6X,F8.0
1006 WRITE (15,1005)C5,C6
1010 NEXT Q
1015 PRINT "MEAN ="D7/N5
1016 PRINT
1020 V3=V1
1030 V4=V2
1040 GOTO 260
1050 END

```



```
5 REMBEREKENING VAN DOURTEKROMME
10 DIM A[[182,2]],B[[182,2]],E[[182,2]],D[[10]
20 FORMAT 4F8.0,F5.0,2F6.0
30 P1=1
40 DISP "PONS END OP";
50 INPUT F1
55 DISP "STOOR DATA LEER";
56 INPUT E
60 FOR X=1 TO 182
70 ENTER (1,20)A1,A2,A3,A4,A5,A6,A7
80 A[X,P1]=A2
90 B[X,P1]=(A2-A4+A5)
100 IF A1#F1 THEN 140
110 DISP "CONT"
120 STOP
130 DISP
140 NEXT X
150 IF P1=2 THEN 180
160 P1=2
170 GOTO 60
180 Q=S1=Q1=1
190 FOR I=1 TO 182
200 IF S1=2 THEN 220
210 S=1
220 K=5
230 FOR J=0 TO 182
240 IF A[J,S1]K THEN 280
250 K=A[J,S]
260 P=J
270 S4=S
280 NEXT J
290 IF S=2 THEN 340
300 S=2
310 IF S1=2 THEN 330
320 Q=1
330 GOTO 230
340 M=A[I,S1]
350 M1=B[I,S1]
360 A[I,S1]=A[P,S4]
370 B[I,S1]=B[P,S4]
380 A[P,S4]=M
390 B[P,S4]=M1
400 Q1=Q1+1
410 Q=Q1
420 NEXT I
430 IF S1=2 THEN 470
440 S1=2
450 Q=Q1=1
460 GOTO 190
470 BEEP
480 WAIT 1000
490 BEEP
500 STORE DATA E,A
510 END
```

1 REMBEREKENING VAN DOURTEKROMME VERVOLG

5 LOAD DATA 0,A

10 N4=V=1

20 FOR X=1 TO 182

30 PLOT V,A[X,N4]

40 V=V+1

50 NEXT X

60 IF N4=2 THEN 85

70 N4=2

80 GOTO 20

85 STOP

90 N4=V=1

95 PEN

100 FOR X=1 TO 182

110 PLOT V,B[X,N4]

120 V=V+1

130 NEXT X

140 IF N4=2 THEN 170

150 N4=2

160 GOTO 100

170 END

50 SCALE 0,370,0,20000

60 XAXIS 0,50,0,370

70 YAXIS 0,5000,0,20000

80 STOP

10 DISP "SOEK DATUM";

20 INPUT F

30 FORMAT 4F8.0,F5.0,2F6.0

40 ENTER (1,30)A1,A2,A3,A4,A5,A6,A7

50 IF A1=F THEN 70

60 GOTO 40

70 END

5 DISP "LEER VAN EERSTE OPVG.";

6 INPUT E

10 LOAD DATA E,A

20 N4=1

30 FOR X=1 TO 182

40 C[X,N4]=A[X,N4]

50 NEXT X

60 IF N4=2 THEN 90

70 N4=2

80 GOTO 30

90 DISP "LEER VAN 2DE OPVG.";

95 INPUT E

96 LOAD DATA E,A

100 N4=V=1

110 FOR X=1 TO 182

120 Q2=A[X,N4]-C[X,N4]

130 PLOT V,Q2

140 V=V+1

150 NEXT X

160 IF N4=2 THEN 190

170 N4=2

180 GOTO 110

190 END

```
5 REM DUUPTEKRONME VERVOLG
10 SCALE 0,370,-6000,6000
20 XAXIS 0,50,0,370
30 YAXIS 0,3000,-6000,6000
40 END
```

```
10 Q=0
20 N4=1
30 FOR X=1 TO 182
40 IF N4=2 THEN 140
50 N=1
60 IF X=36 THEN 270
70 N=2
80 IF X=73 THEN 270
90 N=3
100 IF X=109 THEN 270
110 N=4
120 IF X=146 THEN 270
130 GOTO 280
140 N=5
150 IF X=1 THEN 270
160 N=6
170 IF X=38 THEN 270
180 N=7
190 IF X=74 THEN 270
200 N=8
210 IF X=111 THEN 270
220 N=9
230 IF X=147 THEN 270
240 N=10
250 IF X=182 THEN 270
260 GOTO 280
270 D[N]=A[X,N4]
280 NEXT X
290 IF N4=2 THEN 310
300 N4=2
305 GOTO 30
310 DISP "FILE NO."Q
320 INPUT Q
330 STORE DATA Q,D
340 END
```

```
10 LOAD DATA 1,D
20 PLOT 36,D[1]
30 PLOT 73,D[2]
40 PLOT 109,D[3]
50 PLOT 146,D[4]
60 PLOT 146,D[4]
70 PLOT 183,D[5]
80 PLOT 220,D[6]
90 PLOT 256,D[7]
100 PLOT 293,D[8]
110 PLOT 329,D[9]
120 PLOT 364,D[10]
130 END
```

```
5 REM DUURTEKROMME VERVOLG
10 FOR X=1 TO 182
20 E[X,1]=E[X,2]=0
30 NEXT X
40 FOR X=0 TO 33 STEP 2
50 LOAD DATA X,A
60 FOR Y=1 TO 182
70 E[Y,1]=E[Y,1]+A[Y,1]
80 E[Y,2]=E[Y,2]+A[Y,2]
90 NEXT Y
100 NEXT X
110 P=0
120 Z=1
125 N=0
130 FOR X=1 TO 182
135 N=N+1
140 PLOT N,(E[X,Z]/17)/1.949
150 NEXT X
160 Z=2
170 P=P+1
180 IF P=2 THEN 200
190 GOTO 130
200 END
```

```
455 REM WALD WOLFOWITZ RUNS TEST MONTHLY STREAMFLOW (CONT)
460 FOR X=1 TO K1
470 N=N+1
480 A[N]=INT(D[X])+0.1
490 NEXT X
500 FOR X=1 TO K2
510 N=N+1
520 A[N]=INT(C[X])+0.2
530 NEXT X
540 P=1
550 FOR X=1 TO (K1+K2)
560 K=999999999
570 FOR J=P TO (K1+K2)
580 IF A[J]>K THEN 610
590 K=A[J]
600 L=J
610 NEXT J
620 M1=A[X]
630 A[X]=A[L]
640 A[L]=M1
650 P=P+1
660 NEXT X
670 FOR X=1 TO (K1+K2)
680 Z3=ARSA[X]
682 Z4=(Z3-INT(Z3))*10
685 IF Z4/2=INT(Z4/2) THEN 720
690 GOTO 760
700 DISP "ERROR"
710 STOP
720 IF Q=0.9 THEN 790
730 Q=0.9
740 Q1=Q1+1
750 GOTO 790
760 IF Q=0.1 THEN 790
770 Q=0.1
780 Q1=Q1+1
790 NEXT X
800 N1=K1
810 N2=K2
820 PRINT "CATCHMENT "C1"VS"C2
830 PRINT "FIRST PERIOD ="K1"YEARS"Y8"TO"Y9
840 PRINT "SECOND PERIOD="K2"YEARS"(Y9+1)"TO"(Y9+K2)
850 PRINT "RUNS R ="Q1
860 R=Q1-((2*N1*N2)/(N1+N2)+1)
870 R1=2*N1*N2*(2*N1*N2-N1-N2)
880 R2=((N1+N2)+2*(N1+N2-1))
890 Z=R/SQR(R1/R2)
900 PRINT "Z ="Z
910 PRINT
920 Q=Q1=0
930 GOTO 240
940 END
```

AANHANGSEL BDIE BEREKENING VAN SEKERE WAARDES VIR DAMPVERLIES(1) Versadigingsdampdruk (e_a)

$$e_a = 6,11 \times 10^{(7,5 \times t_a) / (237,3 + t_a)}$$
 (Volgens Tetens uit Schulze, 1975, waar t_a = droëbal lugtemperatuur in °C.

(2) Werklike dampdruk (e_d)

$$e_d = 0,01 \times R.V. \times e_a$$

waar R.V. = daaglikse gemiddelde relatiewe voggehalte.

(3) Straling bo-op die atmosfeer (R_A)

Dit is afgelei van Wiesner (1970) en geïnterpoleer vir lengtegraad 29°00'S. Die volgende waardes in $\text{Kal cm}^{-2} \text{ dag}^{-1}$ is aanvaar vir Cathedral Peak.

Jan	1044,3
Feb	961,7
Mrt	831,9
Apr	672,6
Mei	536,9
Jun	466,1
Jul	495,6
Aug	601,8
Sept	755,2

Okt	902,7
Nov	1015,0
Des	1062,0

Om bg. syfers uit te druk in verdamping (mm dag^{-1}) is dit met 59 gedeel.

(4) Albedo: 'n Waarde van 0,20 vir ongebrande grasveld en 0,14 vir gebrande grasveld is gebruik.

(5) Moontlike aantal sonskynure : Maandelikse gemiddelde daglengtes (hr) vir Cathedral Peak is bereken as:-

Jan	13,95
Feb	13,30
Mrt	12,47
Apr	11,58
Mei	10,87
Jun	10,52
Jul	10,68
Aug	11,03
Sept	12,12
. Okt	12,98
Nov	13,75
Des	14,17

(6) Dimensilose term Δ/γ :

$$\Delta/\gamma = 0,002231359 T^2 + 0,2814306 T + 0,7048606 \text{ (Schulze, 1975).}$$

PROGRAM VIR WATERBALANSMODEL.

```
5 REM SUB MODEL VIR BEREKENING VAN POTENSIELE DAMPVERLIES
10 DIM ASC(31,10),BSC(12),DSC(12),ESC(12),CI(48)
20 N=29:Z1=0
30 N2=69
40 DISP "MAAND, JAAR-MM, JJ";
50 INPUT M, J
60 M3=M*100
70 D=M3+J
80 D1=(J*100)+M
90 B=70
100 L=7
110 IF D1>5009 AND D1<5410 THEN 320
120 B=71
130 L=8
140 IF D1>5409 AND D1<5810 THEN 320
150 B=72
160 L=9
170 IF D1>5809 AND D1<6210 THEN 320
180 B=73
190 L=10
200 IF D1>6209 AND D1<6610 THEN 320
210 B=74
220 L=11
230 IF D1>6609 AND D1<7010 THEN 320
240 B=75
250 L=12
260 IF D1>7009 AND D1<7410 THEN 320
270 B=76
280 L=13
290 IF D1>7409 AND D1<7810 THEN 320
300 DISP "GEEN DATA"
310 STOP
320 M1=31
330 IF M=1 THEN 480
340 IF M=3 THEN 480
350 IF M=5 THEN 480
360 IF M=7 THEN 480
370 IF M=8 THEN 480
380 IF M=10 THEN 480
385 IF M=12 THEN 480
390 M1=30
400 IF M=4 THEN 480
410 IF M=6 THEN 480
420 IF M=9 THEN 480
430 IF M=11 THEN 480
440 IF J/4=INT(J/4) THEN 470
450 M1=28
460 GOTO 480
470 M1=29
480 IF N2=B THEN 520
490 DISP "BAND 77 - CONT EXCT"
500 STOP
510 LOAD DATA L,C
520 FOR Y=1 TO 48
530 IF D=CI(Y) THEN 570
540 NEXT Y
550 DISP "VERKEERDE LEER"
560 STOP
570 IF N=1 THEN 600
580 LOAD DATA 1,B
590 LOAD DATA 3,E
600 GOTO 620
610 STOP
```

```

615 REM POTENSIELE DAMPVERLIES VERVOLG
620 LOAD DATA Y,A
630 FOR X=1 TO M1
640 REM E = VERSADIGDE DAMP DRUK
650 E=6.11*10*(7.5*ACX,4)/(237.3+ACX,4))
660 REM E1= WERKLIKE DAMPDRUK
670 E1=0.01*ACX,5)*E
680 E2=0.35*(E-E1)*(1+ACX,2)/100)
690 REM F= RADIASIE 29 BREEDTE GRAAD
700 R=BCN1
710 REM R1=ALBEDO
720 R1=0.2
730 REM N= MOONTLIKE SONSKYN URE
740 N=ECM1
750 A=(1-R1)*R*(0.24+0.53*(ACX,3)/N))
760 REM S= STEFANS KONSTANTE
770 S=8.17*10*(-11)
780 T=ACX,4)+273
790 B1=S*(T+4)*(0.56-0.09*SQR(E1))*(0.1+0.9*(ACX,3)/N))
800 Z=0.002231359*ACX,4)+2+0.2814306*ACX,4)+0.7048606
810 REM E3= PE
820 E3=(Z*(A-B1)+E2)/(Z+1)
830 ACX,9)=E3
840 NEXT X
850 N=1
860 R2=K9=0
870 N2=B
875 PRINT "DAILY PE"D1
880 FOR X=1 TO M1
890 FORMAT 10F6.2
900 WRITE (15,890)ACX,9)
905 R2=K9+ACX,9)
910 R2=R2+1
920 IF R2=10 THEN 940
930 GOTO 960
940 PRINT
950 R2=0
960 NEXT X
970 PRINT
972 PRINT "TOTAL EVAPORATION MONTH"M"="K9
975 STORE DATA Y,A
976 DISP "PLOT":
977 INPUT P9
978 IF P9=1 THEN 990
980 GOTO 40
990 IF Z1=1 THEN 1150
995 SCALE 0,365,0,25
1000 XAXIS 0,10,0,365
1010 YAXIS 0,1,0,25
1020 LABEL (*,1.5,2,0,10/15)
1025 DEG
1030 FOR Y=0 TO 25 STEP 5
1040 PLOT 0,Y,1
1050 CPLOT 1,-0.3
1060 FORMAT F4.0
1070 LABEL (1060)Y
1080 NEXT Y
1090 LABEL (*,1.5,2,10/15)
1100 FOR X=0 TO 365 STEP 50
1110 PLOT X,0,1
1120 CPLOT -3,-1.3
1130 LABEL (1060)X
1140 NEXT X
1150 FOR X=1 TO M1
1160 Z9=Z9+1
1170 PLOT Z9,ACX,9)
1180 NEXT X
1185 Z1=1
1190 GOTO 40
1200 END

```

```
5 REM WATERBALANSMODEL
10 DIM ASE(31,10),BSI(200),CI(48),WS(20),A$(10)
20 DISP "BAND 80-CONT EXCT."
30 STOP
40 LOAD DATA 1,B
50 LOAD DATA 2,W
60 DISP "OPVG."
70 INPUT A$
75 N=MS=0
80 END
```

```
1 REM GEE WAARDES AAN PARAMETERS
5 REM GEE WAARDES AAN PARAMETERS
40 DISP "ONDERSKEPPINGS KAP";
50 INPUT E1
60 DISP "BO-GROND KAP";
70 INPUT U1
80 DISP "DREINGSONE";
90 INPUT D1
100 DISP "SUB-GROND KAP";
110 INPUT S1
120 DISP "SUB-GROND DREINERING";
130 INPUT S2
220 DISP "INFILTR. TEMPO BY VERN.PUNT ";
230 INPUT F0
240 DISP "MIN INF. TEMPO";
250 INPUT F1
260 DISP "INF EKSPONENT";
270 INPUT K
280 DISP "DEPLETION FAKTOR";
290 INPUT K1
300 DISP "MAKS.LIMIT TRANSP.TEMPO";
310 INPUT H
320 DISP "MAKSTRANS.TEMPO BO-GROND";
330 INPUT H1
360 N=0
370 END
```

```
10 REM GEE WAARDES AAN VERANDERLIKES
70 DISP "VOGGEHALTE ONDERSEPPING";
80 INPUT E2
85 DISP "VOGGEHALTE BO GROND";
90 INPUT U2
95 DISP "VOGGEHALTE DREINERINGSSONE";
100 INPUT D2
105 DISP "VOGGEHALTE SUB-GROND";
110 INPUT S3
115 DISP "GRONDWATER HOOGTE";
120 INPUT G1
130 END
```

```
70 REM MODEL VERVOLG
80 REM VOER PARAMETERS IN
90 E1=WC5]
100 U1=WC6]
110 D1=WC7]
120 S1=WC8]
130 S2=WC9]
150 F0=WC11]
160 F1=WC12]
170 K=WC13]
180 K1=WC14]
190 H=WC15]
200 H1=WC16]
240 END
```

```
40 REM VOER VERANDERLIKES IN
50 U2=WC1]
60 D2=WC2]
70 S3=WC3]
80 G1=WC4]
90 E2=WC10]
100 DISP "NUME GRONDWATER STADIUM";
110 INPUT G8
120 IF G8=0 THEN 150
130 N=0
140 GOTO 160
150 N=WC17]
```

```
5 REM STOOE VERANDERLIKES
10 WC1]=U2
20 WC2]=D2
30 WC3]=S3
40 WC4]=G1
50 WC10]=E2
60 WC17]=N
70 DISP "BAND 77-CONT. EXCT."
80 STOP
90 STORE DATA 22,W
100 END
```

```
50 REM STOOE PARAMETERS
60 WC5]=E1
70 WC6]=U1
80 WC7]=D1
90 WC8]=S1
100 WC9]=S2
120 WC11]=F0
130 WC12]=F1
140 WC13]=K
150 WC14]=K1
160 WC15]=H
170 WC16]=H1
180 DISP "BAND 80-CONT. EXCT."
190 STOP
200 STORE DATA 2,W
210 END
```

```

5 REM MODEL VERVOLG
10 DIM A$(31,10),B$(200),C$(48),W$(20),A#(10)
20 D=I8=0
30 DISP "H VAN VOOR AF";
40 INPUT F
50 IF F=0 THEN 70
60 N=0
70 DISP "MAAND, JAAR-MM, JJ"D;
80 INPUT M,J
90 B6=G4=0
100 M3=M*100
110 D=M3+J
120 J2=(J*100)+M
130 REM BEPAAL AANTAL DAE IN MAAND
140 M1=31
150 IF M=1 THEN 320
160 IF M=3 THEN 320
170 IF M=5 THEN 320
180 IF M=7 THEN 320
190 IF M=8 THEN 320
200 IF M=10 THEN 320
210 IF M=12 THEN 320
220 M1=30
230 IF M=4 THEN 320
240 IF M=6 THEN 320
250 IF M=9 THEN 320
260 IF M=11 THEN 320
270 IF J/4=INT(J/4) THEN 300
280 M1=28
290 GOTO 310
300 M1=29
310 REM BEPAAL BAND
320 M2=70
330 M4=7
340 IF J2>5009 AND J2<5410 THEN 530
350 M3=71
360 M4=8
370 IF J2>5409 AND J2<5810 THEN 530
380 M2=72
390 M4=9
400 IF J2>5809 AND J2<6210 THEN 530
410 M2=73
420 M4=10
430 IF J2>6209 AND J2<6610 THEN 530
440 M2=74
450 M4=11
460 IF J2>6609 AND J2<7010 THEN 530
470 M2=75
480 M4=12
490 IF J2>7009 AND J2<7410 THEN 530
500 M2=76
510 M4=13
520 IF J2>7409 AND J2<7810 THEN 530
530 IF M5=M2 THEN 570
540 DISP "BAND 80-CONT EXCT"
550 STOP
560 LOAD DATA M4,C
570 FOR X=1 TO 48
580 IF D=C(X) THEN 620
590 NEXT X
600 DISP "VEKEERDE LEER"
610 STOP
620 DISP "BAND" M2
630 STOP
640 LOAD DATA X,A
650 M9=1

```



```

655 REM MODEL VERVOLG
660 FOR X=1 TO M1
670 R=0
680 IF A[X,6]=0 THEN 1020
690 E2=E2+A[X,6]
700 IF (E1-E2)=0 OR (E1-E2)>0 THEN 1020
710 O=E2-E1
720 E2=E1
730 U2=U2+O
740 IF (U1-U2)=0 OR (U1-U2)>0 THEN 1020
750 O=U2-U1
760 U2=U1
770 D2=D2+O
780 IF (D1-D2)=0 OR (D1-D2)>0 THEN 1020
790 O=D2-D1
800 IF (S1-S3)>0 THEN 830
810 F2=F1+0.01
820 GOTO 870
830 IF S3>0 THEN 860
840 F2=F0
850 GOTO 870
860 F2=F1+(F0-F1)/EXP(K*S3)
870 A=O/F2
880 A=EXP(A)
890 B=1/A
900 F3=F2*(A-B)/(A+B)
910 R=O-F3
920 D2=D2-R
930 S4=F2
940 IF (S1-S3-F2)=0 OR (S1-S3-F2)>0 THEN 970
950 O2=S3+F2-S1
960 GOTO 980
970 O2=F3
980 G1=G1+O2
990 P2=R+G1
1000 N9=1
1010 N=0
1020 REM DROGINGSFASA
1030 E2=E2-A[X,9]
1040 IF E2=0 OR E2>0 THEN 1090
1050 E6=ABS(E2)
1060 E2=0
1070 U2=U2-H1*FNZ(U2)/100
1080 S3=S3-(100-H1)*FNK(S3)/100
1090 IF D2>0 THEN 1130
1100 IF D2=0 THEN 1280
1110 D2=0
1120 GOTO 1280
1130 IF (S1-S3)>0 THEN 1160
1140 F2=F1+0.01
1150 GOTO 1200
1160 IF S3>0 THEN 1190
1170 F2=F0
1180 GOTO 1200
1190 F2=F1+(F0-F1)/EXP(K*S3)
1200 IF (D2-F2)>0 THEN 1240
1210 S3=S3+D2
1220 D2=0
1230 GOTO 1260
1240 S3=S3+F2
1250 D2=D2-F2
1260 IF (S1-S3)=0 OR (S1-S3)>0 THEN 1280
1270 S3=S1
1280 IF (S3-S2)=0 OR (S3-S2)<0 THEN 1300
1290 S3=S3*K1
1300 G1=G1+(1-K1)*S3

```

```
1301 REM MODEL VERVOLG
1305 G2=0.001*G1
1310 IF N9=0 THEN 1400
1320 Y1=B[1]
1330 FOR Y=2 TO 188
1340 N=0
1350 IF G1>Y1 THEN 1480
1360 IF G1<Y1 AND G1>B[Y] THEN 1480
1370 Y1=B[Y]
1380 NEXT Y
1390 GOTO 1480
1400 N=N+1
1410 IF Y<189 THEN 1430
1420 GOTO 1480
1430 Y=Y+N
1440 IF Y<189 THEN 1470
1450 G1=0.3168
1460 GOTO 1480
1470 G2=B[Y]
1475 G2=G2+0.005*G1
1480 G1=G1-G2
1481 IF G2>0.316 THEN 1485
1482 G2=0.316
1485 S=R+G2
1490 G4=G4+G2
1500 B6=B6+R
1510 AC[X,8]=S
1515 GOTO 1540
1520 FORMAT "BASE",F10.3,2X,"SPATE",F10.3,2X,"ACTUAL",F10.3
1530 WRITE (15,1520)G2,R,S
1540 M5=M2
1550 N9=0
1560 NEXT X
1570 P8=0
1580 FOR X=1 TO M1
1590 P8=P8+AC[X,8]
1600 NEXT X
1610 PRINT "MONTH" M "BASE=" G4 "SPATE=" B6 "TOTAL=" P8
1620 DISP "PLOT";
1630 INPUT I7
1640 IF I7=0 THEN 1730
1650 IF I8>28 THEN 1690
1660 SCALE 0,400,0,100
1670 XAXIS 0,10,0,400
1680 YAXIS 0,10,0,100
1690 FOR X=1 TO M1
1700 I8=I8+1
1705 IF AC[X,8]<100 THEN 1710
1706 PLOT 100,AC[X,8]
1707 GOTO 1720
1710 PLOT I8,AC[X,8]
1720 NEXT X
1730 GOTO 70
1740 END
```

```
1741 REM MODEL Vervolg
1750 DEF FNZ(U2)
1760 L1=U2
1770 L2=U1
1780 L4=E6
1790 P1=H*L1/L2
1800 IF P1-L4>0 THEN 1830
1810 RETURN P1
1820 STOP
1830 RETURN L4
1840 STOP
1850 DEF FNK(S3)
1860 L1=S3
1870 L2=S1
1880 L4=E6
1890 P1=H*L1/L2
1900 IF (P1-L4)>0 THEN 1930
1910 RETURN P1
1920 STOP
1930 RETURN L4
1940 END
```

```
5 REM Druk parameters
10 FOR X=1 TO 17
20 PRINT W(X)
30 NEXT X
40 END
```

```
5 REM Plot draglikse waardes
10 SCALE 0,400,0,80
20 XAXIS 0,10,0,400
30 YAXIS 0,10,0,80
40 DISP "NO OF DAYS";
50 INPUT D
60 FOR X=1 TO D
70 INPUT Y
80 PLOT X,Y
90 NEXT X
100 END
```